Avances de la Geomorfología en España 2012-2014

Susanne Schnabel y Álvaro Gómez Gutiérrez
(editores)



UNIVERSIDAD DE EXTREMADURA
UEX
Sociedad Española de Geomorfología

Avances de la Geomorfología en España 2012-2014

Editores: Susanne Schnabel y Álvaro Gómez Gutiérrez

XIII Reunión Nacional de Geomorfología, Cáceres, 2014.

ISBN: 978-84-617-1123-9

XIII REUNIÓN NACIONAL DE GEOMORFOLOGÍA

Cáceres, 9-12 de Septiembre de 2014

COMITÉ CIENTÍFICO

- Susanne Schnabel (Universidad de Extremadura)
- Augusto Pérez Alberti (Universidad de Santiago de Compostela)
- Gerardo Benito (Centro de Ciencias Medioambientales, CSIC, Madrid)
- Adolfo Calvo Cases (Universidad de Valencia)
- Rosa Mª Carrasco González (Universidad de Castilla La Mancha)
- Christian Conoscenti (Universitá degli Studi di Palermo)
- Jordi Corominas Dulcet (Universidad Politécnica de Cataluña)
- Andrés Díez Herrero (IGME)
- Germán Flor Rodríguez (Universidad de Oviedo)
- Francesc Gallart (Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua, CSIC)
- Guillermina Garzón Heydt (Universidad Complutense de Madrid)
- Álvaro Gómez Gutiérrez (Universidad de Extremadura)
- Alberto González Díez (Universidad de Cantabria)
- Juan Antonio González Martín (Universidad Autónoma de Madrid)
- Javier Gracia Prieto (Universidad de Cádiz)
- David Regüés, (Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC)
- Mª Asunción Romero Díaz (Universidad de Murcia)
- Enrique Serrano Cañadas (Universidad de Valladolid)
- Albert Solé Benet (Estación Experimental de Zonas Áridas, CSIC)
- Xavier Úbeda Cartañà (Universidad de Barcelona)
- Damià Vericat (Universidad de Lleida)
- Juan Ramón Vidal Romaní (Universidad de La Coruña)
- Javier Benavente González (Universidad de Cádiz)
- Celso García García (Universitat de les Illes Balears)

COMITÉ ORGANIZADOR

-Schnabel, Susanne (Presidenta)
-Gómez Gutiérrez, Álvaro (Secretario)
-J. Francisco Lavado Contador
-Garzón Heydt, Guillermina
-Carrasco González, Rosa Mª

PATROCINADORES




















Dataciones por Radiocarbono
sin arrepentimientos
BETA
Beta Analytic
Radiocarbon Dating
www.radiocarbon.com
• Resultados confiables y a tiempo
• Dataciones de calidad acreditadas a la norma ISO 17025
• Rápida respuesta en 24 horas o menos
Resultados en tan solo 2-3 días
Australia Brasil China India Japón Corea Reino Unido EE.UU.

PRÓLOGO

El presente volumen recoge las aportaciones realizadas por los participantes en la XIII Reunión Nacional de Geomorfología, celebrada entre el 9 y el 12 de septiembre de 2014 en la ciudad de Cáceres. Estas reuniones se celebran bianualmente y están auspiciadas por la Sociedad Española de Geomorfología. Los trabajos recogen los avances conseguidos en la investigación geomorfológica reciente, realizada por geólogos, geógrafos y expertos provenientes de otras ramas del saber así como ingenieros forestales, oceanógrafos o ingenieros agrónomos.

El congreso se celebró bajo el lema "Aplicando la Geomorfología", con el que se pretendió destacar la visión aplicada de la investigación en Geomorfología, enfatizando el papel que ésta debe jugar en la resolución de los problemas ambientales. Los 145 trabajos representan un espectro amplio de temas que se han estructurado en los siguientes capítulos:

I. Geomorfología fluvial

II. El futuro de la investigación en erosión del suelo

III. Métodos y técnicas en Geomorfología

IV. Procesos gravitacionales

V. Geomorfología estructural y Patrimonio Geomorfológico

VI. Relieves graníticos y cársticos - meteorización y formas asociadas

VII. Geomorfología glaciar y periglaciar

VIII. Geomorfología litoral: Procesos y formas en las costas

La investigación relacionada con la dinámica fluvial ha sido la más numerosa, con 38 trabajos, seguida de los estudios sobre erosión del suelo con 25 aportaciones. Los estudios con un enfoque metodológico también han sido numerosos, con 20 contribuciones. Todas las ramas de la Geomorfología, indistintamente de su representación cuantitativa en esta reunión, están aportando conocimientos relevantes para la sociedad, como es el caso de los resultados derivados de la investigación en geomorfología glaciar y su interés en los estudios de cambio climático, o el de los trabajos realizados en geomorfología litoral con gran relevancia en la gestión de las costas marinas.

Es la primera vez que la Reunión Nacional de Geomorfología se celebra en Extremadura y ha sido posible gracias al apoyo de la Universidad de Extremadura, la Diputación Provincial de Cáceres y la Sociedad Española de Geomorfología. Además, hemos contado con el patrocinio de la Asociación Geológica de Extremadura, el Grupo Tragsa, Beta Analytic Ltd, El Corte Inglés y Bodegas Ruiz Torres. En estos tiempos de escasez económica se agradece enormemente el patrocinio de sociedades y empresas.

Todos los trabajos, indistintamente de su forma de presentación durante el congreso (oral o póster) se sometieron a un riguroso proceso de revisión por el Comité Científico para garantizar su calidad. A pesar de ello, pueden existir errores derivados de los labores de edición que nos gustaría disculpar, siendo los autores los responsables del contenido científico de sus trabajos.

Por último, quisiéramos agradecer al Comité Científico el gran esfuerzo realizado en la revisión de los trabajos presentados.

Susanne Schnabel y Álvaro Gómez Gutiérrez

ÍNDICE

I-GEOMORFOLOGÍA FLUVIAL

INTEGRATED METHODOLOGY TO STUDY THE IMPACT OF GRAVEL MINING ON BENTHIC INVERTEBRATE COMMUNITIES IN HIGHLY DYNAMIC GRAVEL-BED RIVER……...……20
M. Béjar, C.N. Gibbins, D. Vericat, R.J. Batalla, C. Buendía y G. Lobera

MAGNITUD Y FRECUENCIA DE INUNDACIONES HOLOCENAS GENERADAS POR VACIAMIENTO DE LAGOS GLACIARES EN EL RÍO BAKER, CAMPO DE HIELO PATAGÓNICO NORTE, CHILE…….....24
G. Benito, V.R. Thorndycraft, M.J. Machado, C. Sancho, A. Dussaillant, y C.I. Meier

CAMBIOS DEL CAUCE ACTIVO Y CORREDOR RIBEREÑO A TRAVÉS DEL ANÁLISIS DE IMÁGENES AÉREAS HISTORICAS……...…..28
P. Besné Torre

TRANSFORMACIONES HIDROGRÁFICAS RECIENTES (ÚLTIMOS 55 AÑOS) DE LAS CUENCAS VERTIENTES MENORES DEL NW DOÑANA (HUELVA, SW DE ESPAÑA)……..…...……....32
A. Lama, C. Borja, F. Borja y F. Díaz del Olmo

ANÁLISIS DE FASES DE AGRADACIÓN DE LA LLANURA DELTAICA DEL AARE EN LOS ÚLTIMOS 2600 AÑOS……..…36
F. Carvalho, L. Schulte y J. Llorca

CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO DEL MUESTREO ARQUEOLÓGICO EN EL ENTORNO DE MEDELLÍN (BADAJOZ)…….40
M.T de Tena, J.A Pérez, V. Mayoral y J.A Martínez

EL REGISTRO DE EVENTOS EXTREMOS EN LOS DEPÓSITOS LACUSTRES CUATERNARIOS DE LA PLAYA DE TABURIENTE (P.N. CALDERA DE TABURIENTE, LA PALMA) Y LA IMPORTANCIA DE SU CONSERVACIÓN……....….44
A. Díez-Herrero, M.A. Perucha, J. García-Oteyza, M.A. Rodríguez-Pascua, P.L. Mayer, M. Génova, J. Vegas, E. Baeza y A. Salazar

EL ANÁLISIS DE RIESGO DE INUNDACIONES EN EL PLAN DE ACTUACIÓN LOCAL DE PROTECCIÓN CIVIL DE NAVALUENGA (ÁVILA)……..…48
A. Díez-Herrero, L. Fernández, J.M. Bodoque, J.A. Ballesteros, V. Ruiz-Villanueva, M. Sánchez-Silva y F. García

LA CUENCA PILOTO INSTRUMENTADA DE VENERO CLARO Y LA PLATAFORMA DE DISTRIBUCIÓN PÚBLICA DE DATOS HIDROLÓGICOS……..…52
A. Díez-Herrero, J.M. Bodoque, V. Ruiz-Villanueva, J.A. Ballesteros, E. Pardo Iguzquiza, C. Guardiola-Albert, L. Lain, F. Pérez-Cerdán, M.J. Mancebo, M.E. Lozano, M. Llorente, M.A. Perucha, M. Hernández, F.J. Tapiador, J.A. Fernández, L. de Salas, F. Gallart, F. Olivera, J. Garrote y C. Rivero

ANÁLISIS DENDROGEOMORFOLÓGICO DE LAS INUNDACIONES RECIENTES EN PAJARES DE PEDRAZA (ARAHUETES, SEGOVIA)…….……..….56
M. González, M. Génova, T. Bardají, A. Díez-Herrero, J.A. Ballesteros y J.M. Bodoque

ASPECTOS HIDROGEOMORFOLÓGICOS EN EL ESTUDIO DE LAS INUNDACIONES EN EL PLA DE SANT JORDI (MALLORCA)……....….60
P.A. Robledo, A. Díez-Herrero, M.A. Perucha, M. Bernat Rebollal, J.F. Martín-Duque, J.M. López, A. Sevillano, C. Guardiola-Albert, E. Pardo-Igúzquiza, L. Moreno, E. Palmer y J.L. Cantón

ASSESSING HYDROLOGICAL AND SEDIMENT CONNECTIVITY IN CONTRASTING MEDITERRANEAN CATCHMENTS: EXPERIMENTAL DESIGN OF MEDHYCON PROJECT……..….64
J. Estrany, C. García, A. Calvo-Cases, F. Gallart, N. Martínez-Carreras, D.E. Walling, P. Porto, F. Garcias

PROPAGATING KNICKPOINTS IN RIVER LONGITUDINAL PROFILES: THE CASE OF CALA PI, MALLORCA……....68
C. Garcia, Antonio Capó y P. Bishop

EVOLUCIÓN MORFOSEDIMENTARIA DEL RELIEVE EN EL VALLE DEL RÍO GUADIANA MENOR (ALTO GUADALQUIVIR, PLEISTOCENO SUPERIOR-ACTUALIDAD)……...…..71
F. García-García, J.A. Calero, F. Pérez-Valera y M. Sánchez-Gómez

ANÁLISIS DE FUENTES DE DATOS PARA LA ESTIMACIÓN DE CAUDALES MÁXIMOS DIARIOS. APLICACIÓN EN LA CUENCA DEL RÍO PORQUERA (LEÓN)…….….75
S. Sanz, M. Ferrer-Julia y E. García-Meléndez

CAMBIOS GEOMORFOLÓGICOS EN CAUCES TORRENCIALES EN RELACIÓN CON CAMBIOS EN LA CUBIERTA VEGETAL…….……...79
Yasmina Sanjuán, José M. García-Ruiz, Amelia Gómez-Villar, Estela Nadal-Romero, Javier Álvarez-Martínez, P. Serrano-Muela, José Arnáez, Penélope González-Sampériz

ESTIMACIÓN CUANTITATIVA DEL RIESGO POR INUNDACIONES FLUVIALES EN PAJARES DE PEDRAZA (ARAHUETES, SEGOVIA)…….…....83
J. Garrote, A. Díez-Herrero, F.M. Alvarenga, C. Reverte y C. Rodríguez

LAS TERRAZAS FLUVIALES DE LA DEPRESIÓN CENOZOICA DE CORIA (CÁCERES). PRIMERAS DATACIONES POR TERMOLUMINISCENCIA…….…...87
M.G. Garzón, P. Fernández y R. Tejero

CAMBIOS AMBIENTALES Y RESPUESTA GEOMORFOLÓGICA EN FRIAS-TOBALINA (ALTO EBRO, BURGOS)…….……...91
M.J. González Amuchastegui, E. Serrano y A. Soria

PROPUESTA DE UN NUEVO NIVEL JERÁRQUICO EN LA CARACTERIZACIÓN DE LOS RÍOS SEGÚN LA DIRECTIVA MARCO DEL AGUA (2000/60/CE): LAS UNIDAES LITOTOPOGRÁFICAS (ULT)…….……...95
J. Horacio, A. Ollero, J.F. Canosa, E. Narciso y A. Pérez-Alberti

SELECCIÓN DE VARIABLES PARA UN PROTOCOLO DE CARACTERIZACIÓN Y EVALUACIÓN GEOMORFOLÓGICA EN RÍOS……99
A. Ibisate, A. Ollero, D. Ballarín y J. Horacio

CONDICIONES DE REFERENCIA DE TRAMOS PARA SU RESTAURACIÓN: EL RÍO OIARTZUN Y SUS AFLUENTES (GIPUZKOA)…….103
A. Ibisate, A. Ollero, V. Acín, D. Granado, D. Ballarín, A. Sáenz de Olazagoitia, X. Herrero, D. Mor, y J. Horacio

DATACIÓN DE DOS TERRAZA ROCOSAS DEL VALLE DEL RÍO LOZOYA (COMUNIDAD DE MADRID, ESPAÑA) MEDIANTE LOS ISÓTOPOS

COSMOGÉNICOS BE-10 Y AL-26……...……..107
A T. Karampaglidis, Á. Rodés, A. Benito-Calvo, A. Pérez-González y L. Miguens-Rodríguez

DINÁMICA SEDIMENTARIO HISTÓRICA EN EL VALLE HASLI INFERIOR (ALPES SUIZOS)……..111
J. Llorca Ballester, L. Schulte y F. Carvalho

REACTIVACIÓN DEL CAUCE HISTÓRICO DEL RÍO ÉSERA POR LA AVENIDA DE JUNIO DE 2013 (PIRINEO CENTRAL)……...115
J. Marquínez, E. Fernández Iglesias, J.M. Arnal y M.L. Moreno

COMPARACIÓN ENTRE LAS TASAS DE TRANSPORTE ESTIMADAS CON CLASTOS TRAZADORES Y LAS OBTENIDAS CON ECUACIONES TEÓRICAS (RÍO PIGÜEÑA, VERTIENTE NORTE DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA)….....119
D. Vázquez-Tarrío y R. Menéndez-Duarte

CATÁLOGO DE MARMITAS DE GIGANTE EN EXTREMADURA…….123
P. Muñoz Barco, E. Rebollada Casado, M. Teresa de Tena Rey y J.J. Cubero San Miguel

CAMBIOS EN LA HIDROLOGÍA DEBIDO A LOS EFECTOS DE LA GESTIÓN FORESTAL EN UNA PEQUEÑA CUENCA MEDITERRÁNEA…….127
E. Pacheco, J. Farguell y X. Úbeda

CONTROL DEL FORZAMIENTO SOLAR Y DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA DE BAJA FRECUENCIA EN LAS AVENIDAS DE VERANO EN SUIZA……....131
J.C. Peña y L. Schulte

SEDIMENT TRANSPORT AND RIVER BED DYNAMICS IN A REGULATED MEDITERRANEAN RIVER. RESEARCH DESIGN AND PRELIMINARY RESULTS……..135
G. Piqué, R.J. Batalla, D. Vericat, S. Sabater

DINÁMICA Y PRODUCCIÓN DEL SEDIMENTO DISUELTO EN UNA CUENCA MEDITERRÁNEA (RÍO ANOIA, NE P. IBÉRICA)…….139
Rallo, E., Farguell, J. y Úbeda, X.

CLIMATE FORCING OF PALEOFLOODS IN THE SWISS ALPS…….143
L. Schulte , J.C. Peña, R. Julià, F. Carvalho, J. Llorca, J. Losada, F. Burjachs, T. Schmidt, P. Rubio y H. Veit

DINÁMICA DEL NIVEL FREÁTICO EN UN AMBIENTE FORESTAL DE LA MONTAÑA MEDIA MEDITERRÁNEA…….147
P. Serrano-Muela y D. Regüés

DINÁMICA DEL SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN DURANTE CRECIDAS DE MANTENIMIENTO EN EL TRAMO BAJO DEL RÍO EBRO……151
A. Tena, D. Vericat y R. Batalla

BALANCE SEDIMENTARIO DE LA CUENCA DEL BAJO EBRO……....155
A. Tena y R. Batalla

PATRONES DE HISTÉRESIS DE SEDIMENTOS EN SUSPENSIÓN EN UNA CUENCA MEDITERRÁNEA DE MONTAÑA……...159
J. Tuset, D. Vericat y R.J. Batalla

EFECTO DE LAS HIDROPUNTAS SOBRE LA DINÁMICA SEDIMENTARIA DEL CAUCE DE UN RÍO DE MONTAÑA: LA NOGUERA PALLARES EN ESTERRII

D'ÀNEU (PIRINEO CATALÓN)……..…163
D. Vericat, R.J Batalla y A. Palau

COUPLING CHANNEL MORPHOLOGY AND ECOLOGICAL DIVERSITY IN A GRAVEL BED RIVER: MOPRHSED CONCEPTUAL APPROACH AND EXPERIMENTAL DESIGN……...167
D. Vericat, R.J Batalla, C.N. Gibbins, J. Brasington, A. Tena, M. Béjar, E. Muñoz-Narciso, E. Ramos, G. Lobera, C. Buendia, J.A. López-Tarazón, M. Smith, J. Wheaton, R. López, J. Verdú, A. Palau

II-EL FUTURO DE LA INVESTIGACIÓN EN EROSIÓN DEL SUELO

MAPPING VEGETATION PATTERNS ON MEDITERRANEAN HILLSLOPES DOMINATED BY MACROCHLOA TENACISSIMA BY MEANS OF LIDAR AND OTHER RS IMAGERY……...172
A. Calvo-Cases, E. Zlotnik, I. Katra, P. Ginestar-Espi y E. Arnau-Rosalén

MEJORA DE LA EVALUACIÓN DE LA EROSIÓN POR FLUJO CONCENTRADO EN TALUDES DE CARRETERAS SOBRE DIFERENTES MATERIALES EN ANDALUCÍA MEDIANTE FOTO-RECONSTRUCCIÓN…….….176
C. Castillo, A. Rodríguez, J.V. Giráldez y J.A. Gómez

EROSIÓN DEL SUELO BAJO LLUVIAS DE ALTA INTENSIDAD Y REDUCIDA FRECUENCIA EN VIÑEDOS DEL ESTE PENINSULAR……180
A. Cerdà, A. Novara, O. González, P. Pereira y A. Jordán

TRANSFERENCIA DE SEDIMENTO EN UNA CUENCA ALTAMENTE ANTROPIZADA Y AFECTADA POR INCENDIOS FORESTALES: SA FONT DE LA VILA, MALLORCA……...184
J. Estrany, J. Bauzà, J. García-Comendador, J. Gago y M. Carriqui

HIDROFOBICIDAD EN SUELOS QUEMADOS A DIFERENTE INTENSIDAD. EFECTOS A LARGO PLAZO Y ENSAYOS DE LABORATORIO……..……188
M. Francos, A. Velasco y X. Úbeda

TASAS DE EROSIÓN Y BALANCES DE SEDIMENTO EN LAS CUENCAS DE VALLCEBRE: CONECTIVIDAD ESPACIO-TEMPORAL DEL TRANSPORTE E INCERTIDUMBRES ASOCIADAS…….192
F. Gallart, J. Latron, N. Martínez Carreras, N. Pérez-Gallego y G. Catari

RESPUESTA HIDROLÓGICA Y EROSIVA DE SUELOS CON ENMIENDAS EN CONDICIONES CLIMÁTICAS MEDITERRÁNEAS…….....196
P. Hueso-González, J.F. Martínez-Murillo, A. Romero Díaz y J.D. Ruiz-Sinoga

COMPARACIÓN DE RESULTADOS MICROTOPOGRÁFICAS EN UNA SUPERFICIE MEDIANTE EL USO DE AGUJAS DE EROSIÓN…….....200
C. Marín y G. Desir

EL PAISAJE SINGULAR DE LA CÁRCAVA ARENOSA DE RIBAGORDA (PERALEJOS DE LAS TRUCHAS, GUADALAJARA): PRODUCCIÓN DE SEDIMENTOS Y ORIGEN INDUCIDO POR LA ACTIVIDAD HUMANA…….....204
Martín-Moreno, C., Fidalgo, C., González Martín, J.A., Martín Duque, J.F. y Zapico Alonso, I.

TIPOS DE TIEMPO, PRECIPITACIÓN Y EROSIÓN EN LA PENÍNSULA IBÉRICA……..…….208
E. Nadal-Romero, J.C. González-Hidalgo, N. Cortesi, G. Desir, J.A. Gómez, T., Lasanta, A. Lucía, C. Marín, J.F. Martínez-Murillo, E. Pacheco, M.L.,

Rodríguez-Blanco, A. Romero Díaz, J.D. Ruiz-Sinoga, E. Taguas, M.M. Taboada-Castro, T. Taobada-Castro, X. Úbeda y A. Zabaleta

EL EFECTO DEL ABANDONO DE BANCALES EN LA RED DE DRENAJE……...212
L. Ortigosa, I. Galilea, N. Lana-Renault, J. A. Llorente, P. Ruiz-Flaño, N. Pascual y J. Arnáez

IS RESEARCH ON SOIL EROSION STILL NEEDED?.....216
J. Poesen

ANÁLISIS DE LA ESCORRENTÍA Y LA EROSIÓN ESTIMADA MEDIANTE SIMULACIÓN DE LLUVIA EN VARIOS USOS DEL SUELO (NE ESPAÑA)……..222
D. Regüés, J. Arnáez, D. Badía, A. Cerdà, M.T. Echeverría, M. Gispert, N. Lana-Renault, T. Lasanta, J. León, E. Nadal-Romero y G. Pardini

LOS MODELOS DE SIMULACIÓN DE ESCORRENTÍA Y EROSIÓN, UNA HERRAMIENTA ÚTIL PARA LA GESTIÓN DE ZONAS ÁRIDAS Y SEMIÁRIDAS CON COSTRAS BIOLÓGICAS DEL SUELO……..…….....226
E. Rodríguez-Caballero, S. Chamizo, A. Solé-Benet y Y. Cantón

¿CUÁLES SON LOS EFECTOS A CORTO Y MEDIO PLAZO EN LA ESCORRENTÍA Y LA EROSIÓN CUANDO SE ALTERAN LAS COSTRAS BIOLÓGICAS DEL SUELO?.....230
S. Chamizo, E. Rodríguez-Caballero, Y. Cantón, J.R. Román y A. Solé-Benet

PAPEL DE LAS BIOCOSTRAS EN LAS PÉRDIDAS DE CARBONO ORGÁNICO POR ESCORRENTÍA Y EROSIÓN EN BADLANDS SEMIÁRIDOS…….....234
J.R. Román, S. Chamizo, E. Rodríguez-Caballero, Albert Solé Benet y Y. Cantón

EPISODIOS EXTREMOS DE ESCORRENTÍA Y EROSIÓN EN LOS ÚLTIMOS 21 AÑOS SOBRE DOS LITOLOGÍAS EN EL SEMIÁRIDO DE ALMERÍA……..….238
E. Rodríguez-Caballero, Y. Cantón, R. Lázaro, J. Puigdefábregas y A. Solé-Benet

ANALYSIS OF LAND SENSITIVITY TO EROSION IN ZEKKARA MOUNTAINS (NORTHEAST MOROCCO)……..…..242
J. E. Rodríguez, A. Sbaï and A. El Harradji

MODELLING THE EFFECT OF CLIMATE AND RELIEF ON SOIL FORMATION ON GRANITES……..……..…246
A. Román Sánchez, J.V. Giráldez y T. Vanwalleghem

¿SON LAS ÁREAS MÁS FAVORABLES A LA EROSIÓN EN REGIONES SEMIÁRIDAS LAS MÁS FORESTADAS?.....250
A. Romero Díaz, J.D. Ruíz Sinoga, M.A. González Botía y A. Pérez Morales

INFLUENCIA DE LA SALINIDAD EN EL PROCESO DE EROSIÓN POR *PIPING*……..…..….254
P. Marín Sanleandro, A. Romero Díaz y A. Sánchez Soriano

VARIACIÓN ESPACIAL DE LA EROSIÓN LAMINAR BAJO COPA DE ENCINA EN DEHESA……..…...258
J. Rubio-Delgado, S. Schnabel y Á. Gómez-Gutiérrez

DETERMINACIÓN DE TASAS DE EROSIÓN UTILIZANDO RAÍCES EXPUESTAS Y 137CESIO…….....262
S. Schnabel, J.Á. Corbacho Merino, J. Guillén, Á. Gómez Gutiérrez y J. Rubio Delgado

EROSIÓN ACENTUADA POR DETERMINADAS TÉCNICAS DE RESTAURACIÓN DE CANTERAS EN LA SIERRA DE GÁDOR, ALMERÍA……266
L. Luna-Ramos y A. Solé-Benet..

LA INFLUENCIA DE LAS HELADAS EN LOS PROCESOS DE METEORIZACIÓN

SOBRE LADERAS ACARCAVADAS DEL VALLE DEL DURATÓN Y DEL CASILLA (CUENCA DEL DUERO, SEGOVIA)……..…….270
L.M. Tanarro-García y J.M. Fernández-Fernández

III-MÉTODOS Y TÉCNICAS EN GEOMORFOLOGÍA

PELIGROSIDAD DE DOLINAS DE COLAPSO, “SOPLAOS”, EN EL VALLE DE CAMARGO (CANTABRIA)……275
Cuesta, M.F., Remondo, J., Bonachea, J. y Barba, F.J.

RECONSTRUCCIÓN CUANTITATIVA DE LA MORFODINÁMICA FLUVIAL MEDIANTE LIDAR Y GPS DIFERENCIAL: LA RAMBLA DE LA VIUDA (CASTELLÓN, ESPAÑA)……..…..279
M. Calle, P. Alho, X. Rodriguez-Lloveras, A. Kukko, H. Kaartinen y G. Benito

EARTH-FLOW SUSCEPTIBILITY ASSESSMENT IN THE MARVELLO RIVER BASIN (SICILY, ITALY)…….283
C. Conoscenti, M. Ciaccio, S. Angileri, N.A. Caraballo-Arias, Á. Gómez-Gutiérrez, E. Rotigliano and V. Agnesi

ESTUDIO DE LAS ALTERACIONES RECIENTE DEL PAISAJE EN EL ÁMBITO FLUVIAL DE MEDELLÍN (BADAJOZ) A PARTIR DEL ANÁLISIS DE VUELOS HISTÓRICOS……..……..287
J.A Pérez, M.T de Tena, V. Mayoral y J.A Martínez

LOGROS Y DESAFÍOS EN LA SIMULACIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO Y LOS NIVELES FREÁTICOS MEDIANTE UN MODELO HIDROLÓGICO SEMIDISTRIBUIDO EN LAS CUENCAS DE VALLCEBRE…….....291
F. Gallart, P. Llorens, J. Latron, P. Garcia-Estringana y K.J. Beven

UTILIZACIÓN DE TÉCNICAS DE FOTO-RECONSTRUCCIÓN 3D AUTOMATIZADA EN GEOMORFOLOGÍA: EJEMPLOS PARA DIFERENTES MORFOLOGÍAS Y ESCALAS……...…295
Á. Gómez-Gutiérrez, S. Schnabel, C. Conoscenti, N.A. Caraballo-Arias, V. Ferro, C. di Stefano, J.J. de Sanjosé, J. de Matías y F. Berenguer-Sempere

GEOMORFOLOGIA DEL PARQUE NACIONAL DE MONFRAGÜE: CARTOGRAFIA Y EVOLUCION CUATERNARIA…….299
J.L. Goy, R. Cruz, A. Martínez-Graña y C. Zazo

INVESTIGATING THE ROLE OF TOPOGRAPHY ON THE TEMPORAL DYNAMIC OF TREES IN MEDITERRANEAN WOODED PASTURELANDS.....303
Herguido Sevillano, E., Lavado Contador, J. F., Gómez Gutiérrez, A. and Schnabel, S.

ESTUDIO MORFOLÓGICO DE LA RED DE DRENAJE DE LA CUENCA DEL RÍO LOZOYA DESDE UN PUNTO DE VISTA MORFO-ESTADÍSTICO (SISTEMA CENTRAL, COMUNIDAD DE MADRID-GUADALAJARA)……..307
T. Karampaglidis, A. Benito-Calvo y A. Pérez-González

MEDICIÓN DEL ESPESOR DE NIEVE A MUY LARGA DISTANCIA MEDIANTE UN LÁSER ESCANER TERRESTRE EN EL PIRINEO ARAGONÉS……..…311
J. Revuelto, J. I. López-Moreno, C. Azorin-Molina, S.M. Vicente-Serrano, P. Sánchez-Navarrete y S. Fontaneda

LA APLICACIÓN DE TÉCNICAS GEOMÁTICAS EN ESTUDIOS GEOMORFOLÓGICOS: PROCESOS DE EROSIÓN Y DEPOSICIÓN EN CÁRCAVAS…….....315
P. Errea, J. Revuelto, E. Nadal-Romero y J.I. López-Moreno

RESPUESTA DEL GLACIAR NORTE DE MONTE PERDIDO A CONDICIONES CLIMÁTICAS CONTRASTADAS MEDIANTE MEDICIONES DE LASER ESCÁNER TERRESTRE…….….319
López-Moreno, J.I., Revuelto, J., Rico, I., García-Ruiz, J.M., Vicente-Serrano, S.M., Serreta, A., Del Río, M. y Serrano, E.

EVOLUCIÓN RECIENTE DE LOS NEVEROS DE TENDEÑERA: NUEVAS POSIBILIDADES DE ANÁLISIS DERIVADAS DE LA APLICACIÓN DE TÉCNICAS DE FOTOGRAMETRÍA TERRESTRE…….…..323
López-Moreno, J.I., Revuelto, J., Errea, P., Sánchez, P. y García-Ruiz, J.M.

APROXIMACIÓN A LA TASA DE CRECIMIENTO DE LÍQUENES DEL GRUPO *RHIZOCARPON GEOGRAPHICUM*, EN LOS ALPES BERNESES ORIENTALES…….……..327
J. Losada Gómez, L. Schulte y A. Gómez Bolea

PÉRDIDA DE SUELO A CORTO PLAZO EN PARCELAS CERRADAS DESPUÉS DE UN FUEGO CONTROLADO (EL PINARILLO, Sª ALMIJARA, MÁLAGA)……..…331
J.F. Martínez Murillo, P. Hueso González, F. Aranda Gómez y J.D. Ruiz Sinoga

GENERACIÓN DE MODELOS TOPOGRÁFICOS A PARTIR DE FOTOGRAMETRIA DIGITAL AUTOMATIZADA EN UN RÍO DE GRAVAS ALTAMENTE DINÁMICO……....335
Muñoz-Narciso, E., Béjar, M., Tena, A., Vericat, D., Ramos, E., Brasington, J., Gibbins, C.N. y Batalla, R.J.

UTILIZACIÓN DE TÉCNICAS DE LÁSER ESCÁNER TERRESTRE EN LA MONITORIZACIÓN DE PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS EN UNA ZONA ACARCAVADA……..……....339
E. Nadal-Romero, J. Revuelto, J.I. López-Moreno, P. Errea y J.M. García-Ruiz

ESTIMACIÓN DE LA PRODUCCIÓN DE SEDIMENTO DURANTE UN EVENTO DE LLUVIA EXTRAORDINARIO MEDIANTE LÁSER ESCÁNER TERRESTRE (TLS)…….……..…343
X. Rodriguez-Lloveras, E. Rodríguez-Caballero, A. Solé-Benet y G. Benito

LA APLICACIÓN DE TÉCNICAS DE FOTO-RECONSTRUCCIÓN 3D AL ESTUDIO DE LA DINÁMICA EROSIVA EN LAS LADERAS ACARCAVADAS DE VALLE DEL CASLILLA (SEGOVIA) Y DE UNA CÁRCAVA PERMANENTE EN MONROY (CÁCERES)……..…347
L. M. Tanarro García y Á. Gómez Gutiérrez

AUTOMATIC DIGITAL PHOTOGRAMMETRY IN GEOMORPHOLOGY: DATA COLLECTION AND QUALITY AT MULTIPLE SPATIAL SCALES……..……351
D. Vericat, M. Smith and E. Muñoz-Narciso

IV-PROCESOS GRAVITACIONALES

ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DE LOS TALUDES Y CONOS DE DERRUBIOS DE “LA VUELTONA” (PICOS DE EUROPA)……..….356
J.J. de Sanjosé, E. Serrano, M. López González y F. Soler Flores

EL FONDO DOCUMENTAL FRT DE MOVIMIENTOS DE LADERA EN ESPAÑA DURANTE EL SIGLO XIX Y SU IMPLEMENTACIÓN INFORMÁTICA EN LA BASE DE DATOS DEL IGME…….…….360
A. Díez-Herrero, M. Galisteo, A.L. Moreno, M.G. Garzón, J.C. García López-Davalillo y M. Ferrer

LA UTILIZACIÓN DE TÉCNICAS DE TELEDETECCIÓN CON IMÁGENES DE ALTA RESOLUCIÓN PARA LA CARACTERIZACIÓN DE DESPRENDIMIENTOS EN EL ÁREA INESTABLE DE AJANEDO (CANTABRIA)……...364

G. Fernández-Maroto, M. Doughty, A. González-Díez, P. Martínez- Cedrún y J.R. Díaz de Terán

EXPOSICIÓN A LOS DESPRENDIMIENTOS DE ROCAS…….....368
S. Fontquerni, J.M. Vilaplana, M. Guinau y M.J. Royán

LA GESTIÓN DE LA EMERGENCIA PRODUCIDA POR EL ARGAYO DE SEBRANGO (CANTABRIA) EN JUNIO DE 2013……..…..372
A. González-Díez, V.M. Bruschi, J. Sánchez Espeso, J. Bonachea, J. Díaz de Terán, J. Remondo, G. Fernández Maroto, P. Martínez Cedrún, M. Zarroca, R. Linares, V. Rodríguez, E. San Millán y S. Hoyos

OBTENCIÓN DE LA CURVA DE MAGNITUD – FRECUENCIA DE CORRIENTES DE DERRUBIOS MEDIANTE EL USO COMBINADO DE DATACIÓN RELATIVA Y DATACIÓN DENDROCRONOLÓGICA. EL EJEMPLO DEL BARRANCO DEL TORDÓ (PREPIRINEO ORIENTAL)……..…376
J. Moya y R. García

PROCESOS GRAVITACIONALES EN EL PROMONTORIO DE LA MOLA EN MENORCA (ISLAS BALEARES)……..…..380
F. X. Roig-Munar, A. Rodríguez-Perea, J. A. Martín-Prieto, J. M. Vilaplana, G. X. Pons, B. Gelabert y M. Mir-Gual

INDICADORES PRECURSORES DE DESPRENDIMIENTOS DE ROCAS EN LA EVOLUCIÓN DE ESCARPES ROCOSOS…….…..384
M.J. Royán, A. Abellán y J.M. Vilaplana

V-GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL Y PATROMONIO GEOMORFOLÓGICO

LA CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA DE SÍNTESIS COMO BASE PARA ESTUDIOS DE PAISAJE EN EXTREMADURA…….…….389
M. Tejedor, C. De Francisco, S. Nyssen, R. López, P. Sánchez, J.A. Mateos, M.G. Garzón y J.F. Martín Duque

LA INTEGRACIÓN DE LA RED FLUVIAL DEL MARGEN NORTE DEL RÍO TAJO. EL PAPEL DE LA DEPRESIONES CENOZOICAS……..393
M.G. Garzón, J. Garrote' y R. Tejero

TECTÓNICA RECIENTE Y GRANDES AVALANCHAS CALCÁREAS EN EL ARCO EXTERNO DE LA SIERRA DE LA SOBIA (ZONA CANTÁBRICA, RAMA NORTE DEL VARÍSCO IBÉRICO)…….…..397
R. Menéndez-Duarte y F. J. Fernández

ENTALLADURAS FLUVIALES EN EXTREMADURA: RIBEROS, VALLES DISECTADOS, TAJOS Y CAÑONES…….……...401
P. Muñoz Barco, E. Martínez Flores y M.G, Garzón Heydt

ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS DE EXTREMADURA Y SU IMPORTANCIA EN LA CONSERVACIÓN DEL PAISAJE……..…405
Pedro Muñoz Barco, Esperanza Martínez Flores y Guillermina Garzón Heydt

CRONOLOGÍA Y EVOLUCIÓN MORFOERUPTIVA DE LOS VOLCANES COLUMBA Y DE LAS CUEVAS: REVISIÓN Y NUEVAS APORTACIONES (SECTOR ORIENTAL DEL CAMPO DE CALATRAVA, CIUDAD REAL)…….409
M. A. Poblete, J. Ruiz-Fernández, S. Beato, J. L. Marino, C. García y D. Gallinar

EL PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO EN EL GEOPARQUE VILLUERCAS

IBORES JARA……..….413
E. Rebollada, J. Gil, J.Mª Barrera, M. Murillo, J.J. Cubero y Muñoz Barco, P.

EVOLUCIÓN DEL RELIEVE DE LA ZONA ORIENTAL DE LA CUENCA DEL BIERZO (NO DE ESPAÑA): INFLUENCIA DE LA TECTÓNICA CENOZOICA EN LA RED FLUVIAL Y LOS PALEORRELIEVES…….…...….417
A. Rodríguez García, E. García-Meléndez, Á. Martín-Serrano, Á. Suárez Rodríguez y A. Mínguez

CONTROL ESTRUCTURAL EN LAS DEPRESIONES DESARROLLADAS SOBRE EL PEDIMENTO GRANÍTICO DEL MACIZO DE LA ALBERA, PIRINEOS, NE ESPAÑA……..…421
C. Roqué, R. Linares y M. Zarroca.

TOBAS Y PATRIMONIO EN LA CIUDAD DE FRÍAS (BURGOS). EL PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO COMO PARTE DEL CONJUNTO HISTÓRICO…….....425
E. Serrano y M.J. Gónzález Amuchastegui

GEOMORPHOLOGICAL MAPPING OF THE SISMOTECTONIC CAVE SYSTEM OF “A TRAPA”, RIBADELOURO - TUI (GALICIA, SPAIN)……429
M. Vaqueiro, R. Costas y R.M. Suárez

VI-RELIEVES GRANÍTICOS Y CÁRSTICOS

TIPOLOGÍA DE FORMAS GRANÍTICAS EN EL TRAMO MEDIO DEL RÍO MIÑO (OURENSE, GALICIA, NW DEL MACIZO IBÉRICO)……...…….....434
E. De Uña-Álvarez, M.A. Álvarez-Vázquez y R. Rodríguez

INFLUENCIA DE LA POSICIÓN EN EL DESARROLLO DE FORMAS GRANÍTICAS. EL CASO DE LAS PÍAS (GNAMMAS, WEATHERING PITS) EN LA SIERRA DE GOMARIZ (GALICIA, NW DEL MACIZO IBÉRICO)……..….438
E. De Uña-Álvarez y M.C. Cuquejo-Bello

DIVERSIFICACIÓN INTERNA DE LOS TAFONI. RESULTADOS DE UN ESTUDIO PILOTO EN EL MACIZO DE OURENSE (GALICIA, NW DEL MACIZO IBÉRICO)……..442
E. de Uña-Álvarez, J. R. Vidal-Romaní y J. Sanjurjo-Sánchez

GEOARQUEOLOGÍA DEL YACIMIENTO MUSTERIENSE DEL ABRIGO DEL MOLINO (SEGOVIA)…….....446
D. Álvarez-Alonso, M. de Andrés-Herrero, A. Díez-Herrero, J. Rojo, A. Medialdea, G. Benito y J. Vegas

IDENTIFICACIÓN DE EVENTOS DE INUNDACIÓN EN EL INTERIOR DE CAVIDADES KÁRSTICAS: CUEVA FRÍA (ASTURIAS – NW ESPAÑA)…….…….……...450
S. González-Lemos y H. M. Stoll

ESPELEOTEMAS SILÍCEOS EN ALEROS ROCOSOS EN EL S-O DE ESPAÑA……...….454
M.J. López-Galindo, J.R. Vidal Romaní, L. González López y J. Sanjurjo Sánchez

MODELADO FRACTAL DE LA DISTRIBUCIÓN DEL TAMAÑO DE DOLINAS EN LA SIERRA DE LAS NIEVES (MÁLAGA)…….…...458
E. Pardo-Iguzquiza, J.J. Durán y P.A. Robledo

EL PALEO-POLJE DE LA NAVA: EVOLUCIÓN DE UN KARST POLIGONAL SOMETIDO A BASCULAMIENTO TECTÓNICO Y CAPTURAS FLUVIALES…….…….462
E. Pardo-Iguzquiza, J.J. Durán y P.A. Robledo

LA FORMACIÓN DEL ENDOKARST EN EL CALERIZO DE CÁCERES (ESPAÑA)…….....466
E. Rebollada Casado, F. J. Fernández Amo y R. Merino Márquez

ABSOLUTE DATING BY THERMOLUMINESCENCE OF ARCHAEOLOGICAL POTTERY FROM GRANITE CAVES OF NW IBERIAN PENNINSULA.....470
J. Sanjurjo-Sánchez, J. R. Vidal Romaní, M. Vaqueiro, Costas Vázquez, R. y A. Grandal D'Anglade

LUMINESCENCE DATING OF SPELEOTHEMS FROM GRANITE CAVES……..…..474
J. Sanjurjo-Sánchez, J. R. Vidal Romaní, M. Vaqueiro, Costas Vázquez y R., Carlos Arce

THE BOULDER EROSION GRANITE CAVE SYSTEM OF "ALBARELLOS", AVION - OURENSE (GALICIA, SPAIN)……..….478
M. Vaqueiro y R. Costas

GRANITE PSEUDOKARST……....482
M. Vaqueiro y J.R. Vidal Romaní

AN ENDOGENOUS ORIGIN FOR THE FORM TAFONE DEVELOPED IN MAGMATIC ROCKS……..….486
J.R. Vidal Romaní, E. de Uña Álvarez y M. Vaqueiro Rodríguez

MORPHOLOGIC TYPES OF SPELEOTHEMS IN MAGMATIC ROCK CAVES…….…….490
Vidal Romaní J. R., Vaqueiro Rodríguez, M., Sanjurjo Sánchez, J. y González López, L.

MINERALOGY OF SPELEOTHEMS IN MAGMATIC ROCK CAVES……..…494
J. R. Vidal Romaní M. Vaqueiro Rodríguez, J. Sanjurjo Sánchez y L. González López

SPELEOTHEMS IN MAGMATIC ROCK CAVES AND ASSOCIATED MICROORGANISMS……..…498
J. R. Vidal Romaní, L. González López,, M.J. López Galindo, J. Sanjurjo Sánchez y M. Vaqueiro Rodríguez

IDENTIFICACIÓN DE FACTORES CONDICIONANTES EN LA FORMACIÓN DE DOLINAS MEDIANTE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA DE RESISTIVIDADES PROFUNDA (ERT). VALLES DEL EBRO Y DEL FLUVIÀ (NE DE ESPAÑA)……...….502
M. Zarroca, R. Linares, C. Roqué, F. Gutiérrez, D. Carbonel, J.P. Galve, V. Rodríguez y J. Guerrero

VII-GEOMORFOLOGÍA GLACIAR Y PERIGLACIAR

FLUCTUACIONES GLACIARES DURANTE LA DEGLACIACIÓN DEL PLEISTOCENO SUPERIOR EN EL PIRINEO CENTRAL ESPAÑOL……..….....507
J. M. García-Ruiz, D. Palacios, N. de Andrés, J. I. López-Moreno, Y. Sanjuán y B. Valero-Garcés

SOBRE LA INEXISTENCIA DE PERMAFROST EN LAS CUMBRES DE SIERRA NEVADA……..….511
A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, M. Oliva, M. Salvà, D. Palacios, L.M. Tanarro y L. Schulte

LA ORGANIZACIÓN ALTITUDINAL DEL PISO PERIGLACIAR DE LA SIERRA DE CEBOLLEDA (CORDILLERA CANTÁBRICA)……..……515
M. González, E. Serrano, M. Gómez y J.J. González

EFECTOS DE LA ANTROPIZACIÓN SOBRE EL LAGO BÖECKELLA (PENÍNSULA ANTÁRTICA)……..….519
L. Moreno, A. Silva Busso, P. Scravaglieri, E. Ermolin, J.J. Durán y J. López-Martínez

LA DEGLACIACIÓN HOLOCENA DE LA PENÍNSULA BYERS (ISLA LIVINGSTON, ANTÁRTIDA MARÍTIMA) A PARTIR DE LA DATACIÓN DE SEDIMENTOS LACUSTRES…….…….....523
M. Oliva, D. Antoniades, S. Giralt, I. Granados, M. Toro, S. Pla-Rabes y G. Vieira

PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS EN PUNTA ELEFANTE (ISLA LIVINGSTON, ANTÁRTIDA)……..…...527
M. Oliva y J. Ruiz Fernández

USO DE PALEOGLACIARES PARA LA RECONSTRUCCIÓN DEL CLIMA DURANTE EL DRYAS RECIENTE EN EUROPA……..…..531
Ramón Pellitero, Brice R. Rea, Matteo Spagnolo, Jostein Bakke, Philip D. Hughes, Susan Ivy-Ochs, Sven Lukas, Hans Renssen y Adriano Ribolini

GLACIAR DE LA MALADETA (PIRINEOS): EVOLUCIÓN DEL FRENTE Y VARIABILIDAD AMBIENTAL (2010-2013)……...….535
Rico, I., Serrano, E. López Moreno, I., Revuelto, J., Atkinson, A. y J.J., San José

RECONSTRUCCIÓN DEL MÁXIMO GLACIAR REGISTRADO EN EL SECTOR CENTRAL DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA. COMPARATIVA ENTRE LAS VERTIENTES NORTE Y SUR…….……..…539
L. Rodríguez-Rodríguez, M. Jiménez-Sánchez y M.J. Domínguez-Cuesta

MORFOLOGÍA Y EVOLUCIÓN GLACIAR EN EL SECTOR ASTURIANO DEL MACIZO DE LAS UBIÑAS……...…543
D. Gallinar, J. Ruiz-Fernández, M. Á. Poblete, A. Fernández, C. García, S. Beato y J. L. Marino

VIII-GEOMORFOLOGÍA LITORAL: PROCESOS Y FORMAS COSTERAS

¿PUEDEN LOS INVIERNOS SUAVES RECUPERAR EL PERFIL DE UNA PLAYA?.....548
J. Benavente, M. Puig, L. del Río y T. A. Plomaritis

VARIACIONES DE LA LÍNEA DE COSTA ENTRE LOS PUERTOS DE CASTELLÓN Y SAGUNTO (CASTELLÓN, ESPAÑA) DESDE MITAD DEL SIGLO XX HASTA LA ACTUALIDAD…….…...552
M. Pablo, B. Martínez-Clavel, I. Rodríguez y A.M. Blázquez

MORFOGÉNESIS EÓLICA Y EVOLUCIÓN EDÁFICA DEL ENTORNO DE LA LAGUNA DEL CHARCO DEL TORO (P. N. DE DOÑANA, SW ESPAÑA) DESDE EL FINAL DEL HOLOCENO MEDIO…….....….556
C. Borja, F. Díaz del Olmo, F. Borja, J.M. Recio y A. Lama

EVOLUCIÓN HISTÓRICA Y ACTUAL DE LA LÍNEA DE COSTA EN LAS PLAYAS DE SOMO Y GERRA (CANTABRIA) MEDIANTE FOTOGRAMETRÍA AÉREA Y ESCÁNER LÁSER…….…560
J.J. de Sanjosé, E. Serrano, F. Berenguer, J.J. González-Trueba, M. Gómez-Lende, M. González-García y M. Guerrero Castro

TEMPORALES MARÍTIMOS Y EROSIÓN COSTERA EN LA BAHÍA DE CÁDIZ……..…564
L. del Río, M. Puig, T.A. Plomaritis, y J. Benavente

SUBSISTEMAS ESTUARINOS DE LA BAHÍA DE SANTANDER (CANTABRIA, N DE ESPAÑA)……..…568
G. Flor y G. Flor-Blanco

UNA PRIMERA APROXIMACIÓN A LAS TASAS DE CORROSIÓN EN LA ZONA DE MEZCLA DE LAS CAVIDADES SUBACUÁTICAS COSTERAS DE MALLORCA MEDIANTE TESTS DE EXPOSICIÓN DE PASTILLAS DE ROCA (WLRT)……..……..572
J.J. Fornós, L. Gómez-Pujol y F. Gràcia

DE LA COSTA AL LABORATORIO: RESPUESTA DE SUPERFICIES CARBONATADAS COLONIZADAS Y LIBRES A OSCILACIONES AMBIENTALES……..….576
L. Gómez-Pujol

DINÁMICA LITORAL Y CAMBIOS MORFOLÓGICOS EN UNA BARRA DE PLAYA (LEKEITIO, BIZKAIA)……....580
Mª.J. González Amuchastegui, I. Rico y A. Ibisate

MODELO DE EVOLUCIÓN HISTÓRICA DE LA FLECHA-BARRERA DE VALDELAGRANA (BAHÍA DE CÁDIZ)…….……584
C. Alonso, F.J. Gracia y S. Rodríguez-Polo

GESTIÓN DE SISTEMAS PLAYA-DUNA A PARTIR DE LA EXPERIMENTACIÓN EMPÍRICA. EL CASO DE MENORCA (ILLES BALEARS)…….…....588
M. Mir-Gual, G.X. Pons, J.A. Martín-Prieto, B. Gelabert, F.X. Roig-Munar, A. Rodríguez-Perea

CONDICIONANTES LITOLÓGICOS Y ESTRUCTURALES EN DEPÓSITOS DE ABANICO ALUVIAL: CARACTERIZACIÓN DE PROCESOS MEDIANTE MORFOSCOPÍA DE CLASTOS…….....592
F. Pomar, J.J. Fornós, L. Gómez-Pujol y L. Del Valle

BLOQUES SOBRE ACANTILADOS MARINOS EN LA ISLA DE MENORCA (ILLES BALEARS): ¿TSUNAMIS O TORMENTAS?.....596
F. X. Roig-Munar, A. Rodríguez-Perea, J. A. Martín-Prieto, J. M. Vilaplana, G. X. Pons, B. Gelabert y M. Mir-Gual

EVOLUCIÓN DE LA FLECHA DE LOS ALFAQUES (DELTA DEL EBRO) POR MEDIO DE LIDAR……..……600
V. Sánchez-Rodríguez, I. Rodríguez-Santalla y F.Barrio-Parra

RELLENO MORFOSEDIMENTARIO Y POBLAMIENTO HUMANO DEL ESTUARIO DE LOS RÍOS TINTO Y ODIEL (HUELVA) DURANTE LA SEGUNDA MITAD DEL HOLOCENO……...604
J. Rodríguez-Vidal, M. Abad, L.M. Cáceres, M.L. González-Regalado, M.J. Clemente, F. Ruiz, *T. Izquierdo, A. Toscano, P. Gómez, J. Campos, J. Bermejoy A. Martínez-Aguirre*

I. GEOMORFOLOGÍA FLUVIAL

INTEGRATED METHODS TO STUDY THE IMPACT OF GRAVEL MINING ON BENTHIC INVERTEBRATE COMMUNITIES IN A HIGHLY DYNAMIC GRAVEL-BED RIVER

Integración de métodos para el estudio del impacto de las extracciones de áridos en las comunidades de macroinvertebrados en un río de gravas altamente dinámico

M. Béjar[1], C.N. Gibbins[2], D. Vericat[1,3,4], R.J. Batalla[1,3], C. Buendía[1,2] y G. Lobera[1]

1 Fluvial Dynamics Research Group; Department of Environment and Soil Sciences, University of Lleida, 25198 Lleida, Catalonia, Spain mariabejar@macs.udl.cat
2 Northern Rivers Institute, University of Aberdeen, AB24 3UE Aberdeen, Scotland, UK.
3 Forest Technology Centre of Catalonia, 25280 Solsona, Catalonia, Spain
4 Institute of Geography and Earth Sciences, Aberystwyth University, Wales, Ceredigion SY23 3DB, UK

Abstract This paper describes the integration of a set of methods implemented to assess the impacts of natural disturbance (i.e. flood) and human induced disturbance (i.e. gravel abstraction) on benthic invertebrate communities. Research is located in the Upper River Cinca, a highly dynamic gravel bed river that has experienced gravel mining activities since the middle of the last century. An experimental design integrated by four components is being implemented: (C1) topographic models are obtained by means of combining automated digital photogrammetry (SfM) and optical bathymetric models at the reach scale, and by acoustic Doppler current profiler (hereafter aDcp) local surveys at the local scale. Local characteristics of bed structure and hydraulics are also obtained by means of aDcp surveys; (C2) benthic invertebrates surber sampling are obtained to characterize the assemblages (composition, density, distribution, traits); (C3) flow and sediment transport are monitored to characterize competent events and understand how material is transferred through the study reach; (C4) statistical treatment of the data set to elaborate physical and ecological metrics. A total of two field campaigns have been completed. Our preliminary results highlight the importance of coupling geomorphological and ecological information to acquire a better knowledge of their interactions and to support management practices in fluvial systems.

Keywords: disturbance, gravel mining, macroinvertebrates, geomorphology, metrics

1. RATIONALE

The structure of alluvial river channels is formed of sediments that have experienced cycles of entrainment, transport and deposition (Church, 2006). Channel geometry and morphology result from the interaction between flow regime and hydraulics, bed sedimentology, and sediment availability, supply and transport (Leopold et al., 1964). Such interactions control the thresholds of channel deformation, which in turn influence the frequency and magnitude of physical disturbances.

Channel-bed disturbance is considered the main factor affecting the organization of riverine communities and contributes to key ecological processes. Geomorphic disturbances caused by competent events create a new habitat template, to which the species will adapt, eventually reaching a new ecological diversity status. Human-induced alterations such as gravel mining represent an additional, non-natural, stressor which modifies physical and ecological processes and dynamics

The temporal persistence of a particular community is determined by two main factors: (i) the resistance of the ecosystem to disturbance (i.e. channel condition, contemporary flood and sediment transport regimes, including sediment availability and supply) and (ii) their rate of recovery from a given perturbation event (i.e. distribution and

dispersal ability of potential colonist; Webster et al., 1983).)

2. AIM AND OBJECTIVES

In this paper we present the hypothesis and the methods designed to analyze the impacts of gravel abstraction on benthic invertebrate communities in a 13 km reach of a highly dynamic gravel bed river. The study reach is located in the Upper River Cinca (Southern Pyrenees) an upland gravel-bed system historically and currently affected by periodical episodes of in-channel gravel mining. These methods have been developed in the background of MorphSed, a multidisciplinary research project funded by the Spanish Ministry. The experimental design of this work is based on two main hypothesis: (**H1**) invertebrates communities are fundamentally affected by gravel mining both due to physical disappearing of animals and due to changes in habitat conditions during and after gravel extraction; and (**H2**) recovery of pre-extractions communities will depend upon the degree of the morphosedimentary impacts and the occurrence of the subsequent competent events. According to these hypothesis, the specific objectives are: (O1) assess the spatial extent (upstream and downstream) of gravel mining impact on the hydraulic and sedimentary habitat of invertebrates; (O2) evaluate the spatial extent (upstream and downstream) of gravel mining impacts on the taxonomic and trait structure of invertebrate communities. This objective will include assessment of the long term (historical data) and immediate effects (own data). (O3) Assess the role of flood events in aiding recovery of invertebrate communities creating suitable habitat after mining activity; and (O4) determine the most suitable metrics for detecting and monitoring the impacts of gravel mining on benthic invertebrates.

3. METHODS

In order to accomplish the objectives an experimental design composed of a methodology that integrates a total of four components was defined: topography, benthic invertebrates, discharge and sediment transport and statistical treatment (Figure 1). All methods were initially tested in the field. The data acquisition period started once the experimental design was re-defined and finished according field limitations and in relation to the specific objectives. Two complete field campaigns have been finalized. The work still in progress, field work is carried at the flood scale while other variables are continuously recorded. Data is being post-processed.

3.1. Topography and bed structure

Reach-scale topographic data are acquired by automatic aerial photogrammetry from high resolution aerial imagery. Point clouds obtained from this method will provide information of the channel topography and roughness (bed structure) and their evolution through the time and in relation to disturbance events (natural i.e. floods; and human-based i.e. mining). High resolution imagery is obtained by a conventional digital camera. Photos are obtained from an autogyro. These aerials are being post processed by means of Agisoft (Structure from Motion; see more details in Muñoz-Narciso et al. in this volume). At the patch scale (i.e. where macroinvertebrates samples are obtained), aDcp surveying is providing information of the local topography, its complexity (proxy of bed structure) and flow hydraulics. These data will be used to assess the spatial extent and magnitude of channel changes, and the impacts on the physical habitat of invertebrates.

3.2. Benthic invertebrates

Invertebrates are sampled in five reaches along the study reach in order to define assemblages and their characteristics (composition, density, distribution, traits). Reaches were selected according to their morphological characteristics and historical and future mining activities. Surber samples are being collected before and after channel disturbance. A total of 10 samples are obtained in each reach. Samples are weighted according the extension of the main morphological unites in each reach. Data will be used to assess both, temporal and spatial extent of channel disturbance impacts on the taxonomic and trait structure of communities.

3.3 Discharge and sediment transport

Discharge and sediment transport are monitored at three sections, upstream, middle (coincident with the official gauging station EA051) and downstream ends of the study site. Flow data is registered continuously by means of water stage transducers (Druck 1730 – PDCR) and subsequently transformed to discharge by at-a-site rating curve. Discharge data is already available at EA051 but, additional to these, data flow is being gauged at different flow conditions by means of a RiverSurveyor M9 boat mounted Doppler system. These gauges are used to build at-a-site rating curves.

Sediment transport is indirectly monitored by turbidity probes installed at the three monitoring sections (Analite NEP9350 and Endress+Hausser Turbimax W CUS41). Water samples are directly obtained at multiple flow conditions to calibrate the turbidity readings. These data will provide information regarding to the magnitude of competent events and the amount of transferred material through the study reach.

3.4 Statistical data treatment

Finally, a statistical treatment of the data sets will be applied in order to determine the most suitable metrics for detecting and monitoring the impacts of gravel mining. This data provides information about impacts and the recovery time: (i) on benthic invertebrates structure and (ii) on hydraulic and sedimentary habitat.

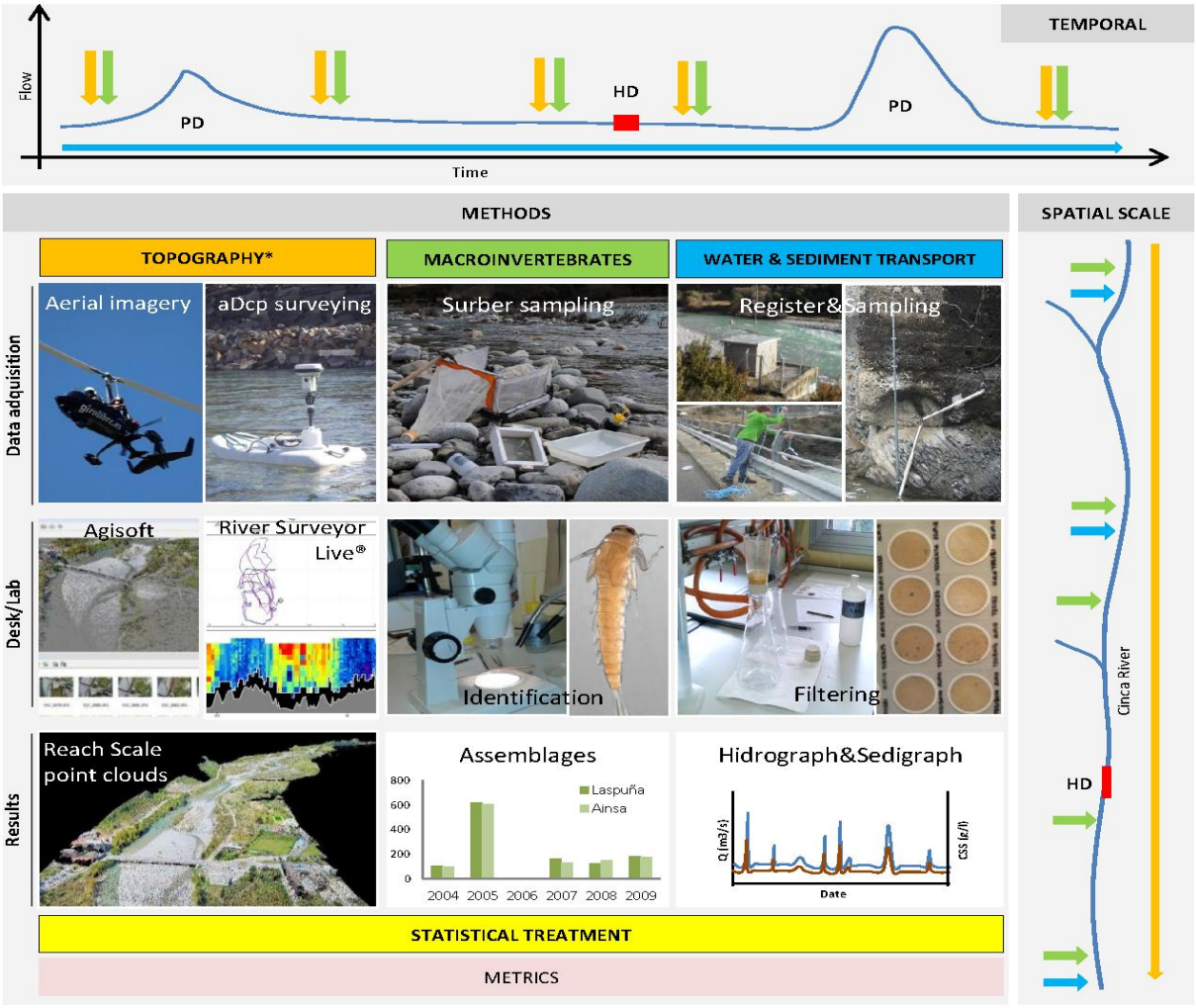


Figure 1. The four methodological components implemented to analyze the impacts of gravel abstraction on benthic invertebrate communities in the Upper River Cinca. Temporal and spatial scale are added to show where and when methods will be applied. Note that HD means Human induced disturbance; PD means Physical Disturbance. * See Muñoz-Narciso et

al. in this volume for more details. Note that topography at the local scale is obtained by aDcp and also includes characteristics of bed structure and flow hydraulics.

4. PRELIMINARY RESULTS

Two full field campaigns were carried out on October 2013 and March 2014. Here we present the preliminary results of the benthic invertebrate sampling that was carried out in October. A total of 50 invertebrate samples were obtained distributed in 5 different sections along the 10 km study reach. Water depths varied between 10 and 60 cm, Mean flow velocity at the sampling sites was 0.51 m/s, while median surface bed material ranged between 50 and 76mm. The proportion of fine material (finer than 8 mm) varied between 1 and 7%. Invertebrate data shows the preliminary assemblage characterization. The most abundant taxon was Heptagenia (41-76% of the total samples), following by Baetis (1-25%) and Chironomidae (2-16%) (Figure 2). Ephemeroptera, Plecoptera and Tricoptera order (EPT) dominates the assemblages range 58-70%. The number of families is variable as shows Figure 2. Although these results are preliminary and based in a single field campaign, they show as, potentially, differences in number of families and assemblages could be attributed to the morph-sedimentary characteristics of the sites and, those, being directly influenced by historical gravel mining and all works conducted in the river channel (e.g. reduction of the active width by rip rap).

Data post-processing is in progress. These preliminary results provide a general idea about benefits to link geomorphological (contemporary and historical) and ecological processes. The methods applied in this study and the conditions of the study site (highly dynamic bed river) provide a unique opportunity to link morphodynamics, floods, impacts, ecological diversity (based on macroinvertebrates) and recovery. Results will be of a great interest for water managers in the context of the new regulations of the Water Framework Directive.

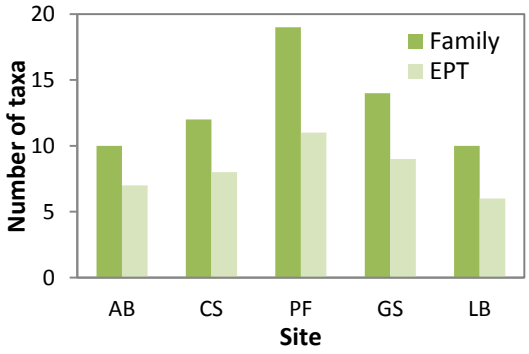


Figure 2. Preliminary assemblage characterization in 5 reaches along the study reach. Number of families and those that belongs to EPT orders (Ephemeroptera, Plecoptera and Tricoptera) are showed in the graph

Acknowledgments

This research is carrying out within the framework of a research project funded by the Spanish Ministry of Economy and Competiveness (CGL2012-36394). The first author has a PhD grant funded by the University of Lleida. The third author is founded by a Ramon y Cajal Fellowship (RYC-2010-06264). Hydrological data were supplied by the Ebro Water Authorities. We thank all support provided by the Ebro Water Authorities, the interest of ENDESA in terms of the application of the methods in other fluvial systems, and all logistics provided by Acciona.

REFERENCES

Church, M. 2006. Bed material transport and the morphology of alluvial river channels. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 34, 325-354

Leopold, L. B., Wolman, M.G. and Miller, J.P. 1964. Fluvial Processes in Geomorphology, San Francisco, W.H. Freeman and Co., 522p

Webster, J. R., Gurtz, M. E. , Hains, J. J., Meyer, J. L. ,Swank, W. T. , Waide, J. B. and Wallace, J. B. 1983. Stability of stream ecosystems. In J. R. Barnes and G. W. Minshall (Eds): Stream ecology. Plenum Press, New York, 355–395.

MAGNITUD Y FRECUENCIA DE INUNDACIONES HOLOCENAS GENERADAS POR VACIAMIENTO DE LAGOS GLACIARES EN EL RIO BAKER, CAMPO DE HIELO PATAGÓNICO NORTE, CHILE

Magnitude and timing of Holocene glacial lake outburst floods in the Baker River, Northern Patagonian Icefield, Chile

G. Benito[1], V.R. Thorndycraft[2], M.J. Machado[1], C. Sancho[3], A. Dussaillant[4,6], y C.I. Meier[5,6]
1. Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC Madrid
2. Dept. of Geography, Royal Holloway University of London, Egham, Surrey TW20 0EX, UK
3. Department of Earth Sciences, University of Zaragoza
4. Department of Civil Engineering, University of Greenwich, UK
5. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Concepción, Concepción , Chile
6. Centro de Investigación en Ecosistemas de la Patagonia, Coyhaique, Chile

Abstract: The Baker River (Southern Chile) drains a catchment of 27,000 km^2 and has a mean annual discharge of 1100 m^{3}s^{-1}. Since last deglaciation, the morpho-sedimentology of the Baker valley has been controlled by Outburst Floods (OFs) of different scales. We apply geomorphic mapping, stratigraphy (including radiocarbon and OSL dating) and palaeoflood hydrology to reconstruct the frequency, timing and magnitude of Holocene OFs. Geomorphic mapping reveals evidence of two Holocene alluvial terraces. The oldest (highest) contains basal gravels capped by a well-developed buried Podzolic Luvisol that was radiocarbon dated to 6160±40 BP. In this alluvial sequence, at least two major floods occurred between then and 5300 BP and at least eight major floods between 5300-2500 BP. At least three Late Holocene (post 610±30 BP) GLOF event(s) inundated upper terrace surfaces along the reach downstream the confluence of the Colonia River into the Baker River. We report on the implications of this palaeoflood research in relation to the proposed HydroAysén hydroelectric scheme.

Palabras clave: Paleoinundación, paleohidrología, GLOF, Patagonia, Chile
Key words: Palaeoflood, paleohydrology, GLOF, Patagonia, Chile

1. INTRODUCCIÓN

Los Campos de Hielo Norte y Sur de Patagonia presentan en la actualidad las mayores tasas relativas de pérdida de masa de hielo de las registradas en zonas glaciares de la Tierra (Dyurgerov y Meier, 2005). Esta pérdida de masa glaciar ha favorecido el adelgazamiento de los cuerpos de hielo que represan algunos lagos glaciares, así como la generación de otros soportados por morrenas, que en caso de rotura generan avenidas catastróficas conocidas en la literatura anglosajona como Outburst Floods (OFs). Estas inundaciones suponen una amenaza y daños económicos para la región.

El caso más emblemático lo constituye el Lago Cachet 2, represado por el glaciar Colonia que alimenta al río del mismo nombre, afluente del río Baker en la región chilena de Aysén. Este lago ha generado dieciséis roturas (vaciamientos) desde abril de 2008, drenando en cada una cerca de 230 millones de m^3, con caudales pico que pueden superar 3500 m^3/s (Dussaillant et al., 2010). Conviene indicar que, anteriormente a estas roturas recientes, el último OF conocido en el río Colonia se produjo en 1967. Existen evidencias geológicas de que este tipo de avenidas catastróficas también se han registrado con anterioridad, durante el Holoceno. En este trabajo se persigue determinar los patrones de roturas de lagos en glaciares que drenan al río Baker, y la frecuencia y magnitud de las avenidas generadas en el pasado, en relación con condiciones climáticas cambiantes.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El río Baker es el segundo río más largo de Chile (370 km) y el más caudaloso, con un caudal medio de unos 1130 m^{3}s^{-1}. La cuenca de drenaje tiene una superficie de unos 26,700 km^2

que incluye el Lago General Carrera, el segundo lago más grande de América del Sur (ca. 1850 km^2). Uno de sus afluentes, el río Colonia, presenta en cabecera un glaciar emisario del Campo de Hielo Patagónico Norte que termina en el Lago Colonia (Fig. 1). Este glaciar Colonia represa algunos valles afluentes laterales formando lagos glaciares, como el Lago Cachet 2 y el Lago Arco. A finales de la Pequeña Edad del Hielo (1850-1880) el glaciar Colonia probablemente se extendía unos 1250 m aguas abajo de su situación actual (Harrison y Winchester, 2000). En su retroceso se han producido diversas roturas de estos lagos, generando inundaciones del valle. El estudio de las avenidas actuales y pasadas debidas al vaciamiento de estos lagos se ha centrado en el río Baker (rectángulo en rojo, Fig. 1), aguas abajo de su confluencia con el Río Colonia, en un tramo de 5 km que incluye a la estación de aforos Baker bajo Colonia.

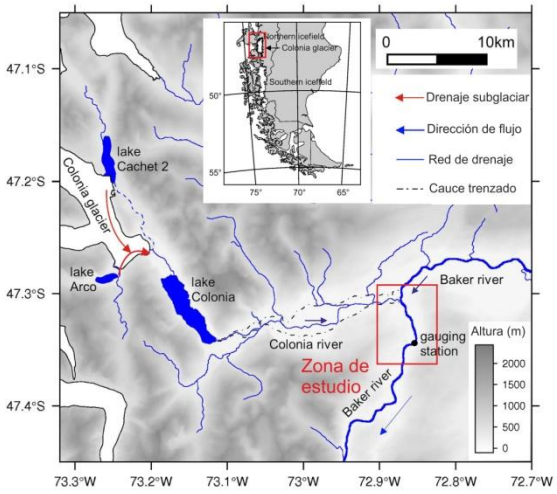


Fig. 1. Localización de la zona de estudio.
Location of the study area.
Modified from Dussaillant et al., 2010

3. RESULTADOS

3.1. Geomorfología y estratigrafía

Se ha realizado un estudio geomorfológico y estratigráfico detallado que permite la reconstrucción de la paleohidrología de las principales inundaciones en este tramo del río Baker, desde el Pleistoceno tardío hasta la actualidad.

En el tramo estudiado aparecen evidencias de grandes bloques y gravas, con estructuras de sobreexcavación por flujo que revelan la existencia de un drenaje por mega-crecida(s) de elevada energía y caudal, que habría(n) arrasado esta parte del valle del río Baker. Esta(s) mega-crecida(s) provendría(n) del drenaje parcial del Lago General Carrera hace unos 12,5 ka, por rotura de una presa de hielo o sedimento (morrena), causando el descenso súbito del nivel del lago y el cambio en su dirección de drenaje desde el Atlántico al Pacífico. Estos depósitos de mega-crecidas están compuestos por gravas y bloques, en parte cubiertos por arenas y limos depositados en tramos de expansión del valle del río Baker. Sobre estos depósitos de bloques se encaja una terraza con depósitos de gravas, parcialmente fosilizada por depósitos de loess y dunas eólicas, particularmente visibles en la margen derecha, aguas abajo de la confluencia de los ríos Baker y Colonia.

En el tramo aguas abajo de la confluencia con el Colonia se presentan insertadas sobre las gravas dos terrazas fluviales. La superior, más antigua y representada en el perfil La Valla (3.5 m de espesor; Fig. 2), contiene gravas basales sobre las que se ha desarrollado un paleosuelo enterrado del tipo Luvisol Podzólico que ha sido datado con una edad radiocarbono de 6160±40 BP. Sobre el suelo se registran al menos dos niveles de crecidas que ocurrieron desde su formación hasta unos 5300 años BP. A techo de ambos niveles de crecida se observa un suelo incipiente con un bajo grado de oxidación (Fig. 2). Posterior a 5300 años BP (y antes de 2500 BP) se han registrado al menos seis niveles de avenida escasamente espaciadas en el tiempo y de magnitud creciente, tal y como se interpreta por la falta de desarrollo de suelos y por el incremento gradual de los espesores acumulados. Sobre estos niveles se desarrolla otro suelo de tipo Luvisol Podzólico que indica un periodo largo de estabilidad, que se iniciaría antes de 2500 años BP (datación de radiocarbono en el suelo) y que se prolongaría hasta el inicio de la Pequeña Edad del Hielo (AD 1300-1425). Las dataciones y el modelo hidráulico implementado indican que durante los últimos 600 años se han producido al menos tres (o quizás cuatro) grandes OFs que inundaron la terraza más elevada del tramo estudiado. Este conjunto de crecidas se asocian con el río Colonia debido a las características de los sedimentos arenosos de tamaño medio y fino y de color grisáceo claro.



Fig. 2. Perfil en la llanura de inundación superior mostrando las arenas grises de OFs y suelos de carácter podzólico. Edad radiocarbono en años BP (uncal.)
Higher floodplain, composed by grey sands from OFs and Podzolic buried soils. Age in C-14 years BP.

En la llanura inferior, más moderna, se presenta arena fina y media de tonos ocres y marrones, acumulada por crecidas provenientes de la parte más alta de la cuenca del río Baker. En esta secuencia se han reconocido al menos catorce eventos, doce de los cuales post-datan una edad de radiocarbono de 570±30 años BP. Estos sedimentos presentan color y características similares a aquellos provenientes de la cabecera del río Baker, y posiblemente tienen relación con crecidas anuales ordinarias producidas por deshielo.

3.2. Hidrología

Desde la primera rotura del lago Cachet 2 en 2008 hasta la última el 31 de enero de 2014 se han producido 16 ciclos de llenado y vaciado, drenándose ca. de 230 millones de m^3 en cada evento (Casassa et al., 2008). El último precedente histórico de OF ocurrió en 1967 (Dussaillant et al., 2010).
Los estudios del glaciar Colonia indican que su retroceso comienza con anterioridad a 1881, cuando el lago Arco (Fig. 1) alcanza su nivel máximo (Tanaka, 1980; Harrison & Winchester, 2000). En algún momento posterior, los 265 millones de m^3 del nivel máximo alcanzado por el Lago Arco fueron drenados de forma súbita, a lo que siguieron al menos otros 38 OFs, según la interpretación de Winchester y Harrison (2000) en base a las líneas horizontales de sedimento acumulados en el contorno del lago y de la morrena que lo cierra. Existen evidencias históricas y documentales de múltiples OFs ocurridos en los periodos 1896/1897, 1914/1917, 1928/1958 (Tanaka, 1980), algunos descritos por viajeros, exploradores y colonos (Dussaillant et al., 2010).
En uno de los principales OFs ocurridos recientemente (marzo de 2009) se superaron los 3800 m^3s^{-1} en la estación Baker bajo Colonia, de los que al menos 2800 m^3s^{-1} provenían de la rotura del lago Cachet 2 (Fig. 3). En enero de 2014 se han superado los 4250 m^3s^{-1}.

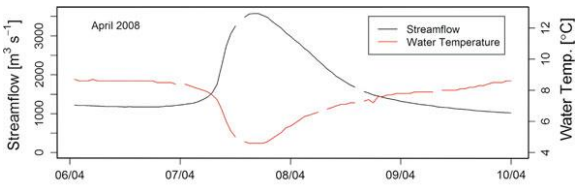


Fig. 3. Hidrograma de un OF del Lago Cachet 2.
Hydrograph of the OF fom Lago Cachet 2 Modified from Dussaillant et al., 2010

Los registros sedimentarios estudiados no muestran evidencias de que los OFs recientes hayan superado los niveles de los registros sedimentarios, cuya altura se asocia a un caudal superior a los 4500 m^3s^{-1}. En la salida del Lago Colonia existen evidencias geomorfológicas de avenidas pasadas (canales de erosión y barras con bloques) que requieren para su desarrollo un caudal pico mínimo de 7500 m^3s^{-1} (Dussaillant et al., 2010).

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La estratigrafía de la llanura aluvial aguas abajo de la confluencia de los ríos Baker y Colonia muestra una alternancia de fases con desbordamientos frecuentes y periodos dominados por la estabilidad y la formación de suelos. Las características de color y texturas del sedimento de inundación, y las estructuras sedimentarias que desarrollan, indican que se trata de flujos muy energéticos que transportan

una elevada concentración de sedimento, similares a los actuales OFs procedentes de la cabecera del río Colonia. El grado de oxidación y edafización entre niveles dependen del tiempo transcurrido entre la acumulación de los distintos niveles. En algunos de ellos la oxidación es baja, indicativa de periodos cortos entre OFs (años a décadas), mientras que otros existe un mayor grado de podzolización a techo (niveles de oxidación), cuyas dataciones muestran intervalos que oscilan entre 100 y 500 años. Existen dos periodos principales de formación de suelos de tipo Luvisol Podzólico, concretamente hace 7000-7200 cal. yr BP, y 2500-2800 cal. yr BP. El desarrollo de estos suelos tiene lugar en condiciones de baja tasa de agradación de la llanura aluvial, y está posiblemente conectado con la propagación de la vegetación forestal en los sectores antiguos o elevados de la llanura de inundación (Alexandrovskiy et al., 2004). Esta estabilidad aluvial y carencia de inundaciones se asocia con periodos fríos y húmedos de estabilidad y/o avance glaciar. Por su parte, los periodos con elevada tasa de agradación en la llanura aluvial estarían asociados con desbordamientos, en gran parte debidos a episodios de vaciamiento de lagos formados en ambientes glaciares, y característicos de periodos de retroceso glaciar.

En el último milenio se han producido al menos 3-4 desbordamientos importantes. Uno o dos niveles de inundación presentan restos de carbón datados entre AD 1300-1400. Posteriormente, un nivel de desbordamiento mayor que los anteriores presenta restos datados con una edad AD 1650-1810, que puede ser indicativo del incipiente retroceso glaciar al final de la Pequeña Edad de Hielo. En esta línea, Harrison y Winchester (2000) datan un árbol de finales del siglo XVIII que se encuentra por encima del nivel de abrasión del hielo, y que marca la altura máxima del avance del glaciar Colonia contra el margen rocoso al final de la Pequeña Edad de Hielo. Estas evidencias son coherentes con el vaciamiento y formación de una avenida catastrófica procedente del Lago Arco, entre la última década del S. XVIII y la primera del S. XIX. Finalmente, el nivel de arenas de desbordamiento más reciente presenta una edad radiocarbono AD 1803-1937, y podría corresponder con el mayor de los OFs recientes, datado como post 1881 (Winchester y Harrison, 2000), y descrito en algunos relatos históricos como de 1896/1897 (Tanaka, 1980). No existen evidencias sedimentarias de OFs recientes (procedentes del Lago Cachet 2) que hayan desbordado la llanura de inundación alta descrita anteriormente. Estos resultados evidencian la necesidad de estudiar el riesgo de los OFs para una presa proyectada aguas abajo de la zona de estudio por HidroAysén.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado con financiación de los proyectos intramural del CSIC 201430E003. Es una contribución del Grupo PaleoQ (Universidad de Zaragoza-Gobierno de Aragón). A. Dussaillant ha sido financiado por UoG RAE-ENG-11-13. V. Thorndycraft obtuvo financiación en 2012 del Research Strategy Fund grant del Royal Holloway University of London, y en 2010 estuvo apoyado por el Natural Resources Defense Council. Se agradece el apoyo logístico y datos de DGA-Aysén.

REFERENCIAS

Alexandrovskiy, A.L., Glasko, M.P., Krenke, N.A., Chichagova. O.A. 2004. Buried soils of floodplains and paleoenvironmental changes in the Holocene. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21, 9-17

Casassa, G., Leidich, J., Rivera, A., Wendt, J., Escobar, F., Guzmán, F., Carrasco, J., López, P. 2008. Sudden drainage of glacial Lake Cachet 2, Patagonia. EGU conference, Santiago, Chile.

Dussaillant. A., Benito, G., Buytaert, W., Carling, P., Meier, C., Espinoza, F. 2010. Repeated glacial-lake outburst floods in Patagonia: An increasing hazard? Natural Hazards 54, 469-481.

Dyurgerov, M.B., Meier, M.F. 2005. Glaciers and the Changing Earth System: a 2004 Snapshot. Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder, USA. Paper 58, 118 pp.

Harrison, S., Winchester, V. 2000. Nineteenth-and twentieth-century glacier fluctuations and climatic implications in the Arco and Colonia valleys, Hielo Patagónico Norte, Chile. Arct. Alp. Res. 32, 55–63.

Tanaka, K. 1980. Geographic contribution to a periglacial study of the Hielo Patagónico Norte with special reference to the glacial outburst originated from glacier-dammed Lago Arco, Chilean Patagonia. Centre Co Ltd, Tokyo 97 pp.

Winchester, V., Harrison, S. 2000. Dendro-chronology and lichenometry: colonization, growth rates and dating of geomorphological events on the east side of the North Patagonian Icefield, Chile. Geomorphology 34, 181–194.

CAMBIOS DEL CAUCE ACTIVO Y CORREDOR RIBEREÑO A TRAVÉS DEL ANÁLISIS DE IMÁGENES AÉREAS HISTÓRICAS

Changes in active channel and riparian corridor through the analysis of historical aerial images

P. Besné Torre[1]

1 Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología. Universidad del País Vasco, UPV/EHU. Vitoria-Gasteiz. pedro.besne@ehu.es

Abstract: This paper reflects the changes in the fluvial space of several reaches of Iberian rivers. These changes are reflected in the evolution of the active channel and riparian corridor extension as long as they decrease and increase respectively result of the stabilization of the rivers as seen in the diachronic maps. Changes in the active channel width, water flow, impounded ratio and return period are analysed in pre and post dam situations in kilometer-scale to check the influence of these human constructions that disrupt river continuity and affect the fluvial dynamics and geomorphology.

Palabras clave: ajuste fluvial, regulación del caudal, cauce activo, corredor ribereño, ríos ibéricos
Key words: fluvial adjustment, flow regulation, active channel, riparian corridor, Iberian rivers

1. INTRODUCCIÓN

El cambio global afecta a la dinámica fluvial de los ríos ibéricos, de forma directa e indirecta, y particularmente, desde la segunda mitad del siglo XX cuando la construcción de infraestructuras hidráulicas, la canalización de cauces, la extracción áridos y los cambios en los usos del suelo han sido mucho más intensos (Conesa, 1999). Estos impactos se reflejan en variaciones del caudal líquido y sólido circulante, de la superficie fluvial, ajustes en la extensión del cauce activo y corredor ribereño o morfologías en planta.
El presente trabajo analiza los cambios en las superficies fluviales de distintos cursos fluviales mediterráneos ibéricos.

1.1. Área de estudio

Los tramos fluviales analizados están distribuidos a lo largo de cuatro cuencas: Llobregat, Ebro, Júcar y Guadalquivir (Fig.1). La característica común de la mayor parte de los puntos es la irregularidad de la precipitación anual e interanual, la intensa evapotranspiración y los periodos de sequía estival (Delgado et al. 2010). Los ríos presentados se encuentran fuertemente afectados por la presencia de embalses, especialmente desde la década de los 60, cuando se extendió su construcción.

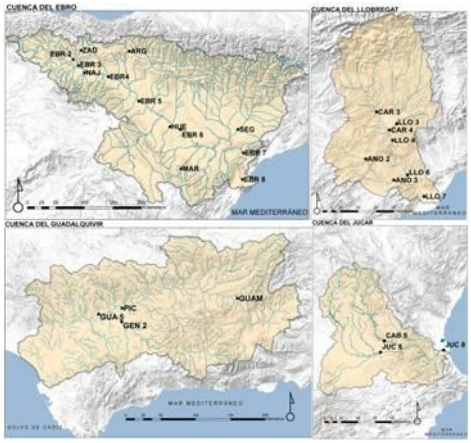


Fig. 1. Localización de las cuencas analizadas y tramos de río. Fuente: Elaboración propia a partir de mapa base de ArcGis online y capas del IGN.
Fig. 1. Location of studied watersheds and river reaches. Own elaboration from ArcGis online and shapefiles from Spanish Geographic Institute

2. METODOLOGÍA

Se han identificado, delimitado y cuantificado unidades morfológicas del cauce y la llanura de inundación mediante SIG (ArcGis) y se han

obtenido mapas diacrónicos de los tramos analizados a partir de imágenes aéreas históricas que se han georreferenciado y en ciertos casos se han ortorrectificado. Esta digitalización ha permitido cuantificar las variaciones del cauce activo y el corredor ribereño (Rinaldi, 2003; Surian & Rinaldi, 2003), así como la variación en de la anchura del cauce y de la sinuosidad.
Adicionalmente, se han recopilado datos hidrológicos de la estación más cercana al punto de muestreo, datos de capacidad y año de construcción del embalse más cercano, así como la capacidad de todos los embalses situados aguas arriba del punto de muestreo, mediante los que se han obtenido datos de ratio de retención y grado de modificación de las condiciones de flujo, caudales medios pre y post embalse y periodos de retorno de Q2, Q5 y Q10.

3. RESULTADOS

El análisis de la evolución de los usos del suelo de la llanura de inundación de los últimos años refleja importantes cambios (Tabla 1).
Se aprecia una reducción generalizada de la extensión del cauce activo, excepto en Haro (Ebro) y San Joan Despí (Llobregat) y donde destacan los descensos en los tramos de Lora del Río con una reducción de -2,8 ha/año, Tudela (-1,4 ha/año) y Pina de Ebro (-2,8 ha/año), todos ellos tramos del curso medio y meandriformes. En este tramo de la cuenca es donde se produce asimismo la mayor pérdida del espacio fluvial (-2,6, -2,1 y -12,5 ha/año). Atendiendo a los valores medios de cada cuenca, esta tendencia se mantiene: los valores promedio de cauce activo disminuyen (-1,2 ha/año en Guadalquivir, -0,6 ha/año en Ebro, -0,3 ha/año en Llobregat y -0,1 ha/año en Júcar).
El espacio ocupado por el corredor ribereño en cambio, ha aumentado en la mayoría de los casos, excepto en Tudela, Pina de Ebro, Torres del Segre (Ebro), Fuente de la Palmera (Guadalquivir) y Sueca (Júcar). En todos ellos disminuye del mismo modo el espacio fluvial en favor de otros usos del suelo fundamentalmente cultivos agrarios.
Es particularmente intenso el aumento del corredor ribereño en San Joan Despí, Martorell, Écija y en San Asensio y Alcalá del Júcar, siendo en estos dos últimos casos por incremento importante de las plantaciones. Resulta destacable el aumento del espacio fluvial en todos los ríos de Llobregat (que se corresponde a un aumento del corredor ribereño) y la pérdida de espacio fluvial en los tramos medios y bajos de los demás ríos.

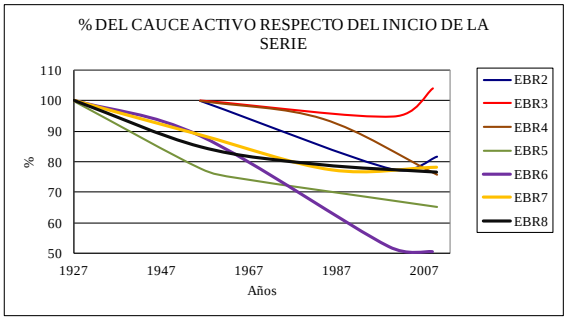


Fig. 2. Variación de la extensión del cauce activo expresado como porcentaje de lo observado al inicio de la serie de las imágenes aéreas. Ejemplo del curso principal del Ebro.
Fig. 2. Variation of the extension of the active channel, showed as a percentage of that observed at the beginning of the series of the aerial images. Example of the main course of the Ebro River.

Del mismo modo, se produce una disminución de la anchura del cauce activo, los únicos tramos fluviales que muestran aumento son Haro y Alcalá del Júcar, claramente influenciado por su situación en la cola del embalse del Molinar. Existen casos de pérdidas de anchura superiores al 30% en todas las cuencas, destacando los casos de Guadiana Menor (-83,63% o de 60,75 m en 1956 a 9,93 m en la actualidad), San Sadurní d'Anoia (-68,19%), Najerilla (-49,80%) y Cabriel en Villatoya (-45,59%).
Todas las cuencas analizadas se encuentran fuertemente antropizadas y presentan una elevada regulación de sus caudales como reflejan los datos de Impoundment Ratio (Batalla et al. 2004) o ratio de retención (López Moreno et al. 2003). El mayor valor corresponde a las cuencas del Guadalquivir y Júcar donde todos los valores superan con creces la unidad y muestran las zonas de mayor alteración hidrológica y con importantes variaciones de las extensiones y usos del suelo. En cambio los menores valores se encuentran en pequeños afluentes del Ebro (Arga 0,02, Huerva 0,11, Najerilla 0,17) con embalses poco importantes o en el curso medio del Ebro (Miranda de Ebro 0,30, Mendavia 0,29 y Tudela 0,27) donde el acumulado de los

embalses respecto del caudal es menos importante. En el caso de la cuenca del Llobregat, no tienen tanta influencia los grandes embalses (apenas hay tres) como el abundante número de azudes, cortas y desvíos.

Tabla 1. Tramo de muestreo y ratios de variación (ha/año) del espacio fluvial (EF), cauce activo (CA) y corredor ribereño (CR). Datos de variación de caudal: Impounded Ratio (IR), porcentaje de variación del caudal (% Q) y caudal medio pre y post 1956.Nd: Datos no disponibles.*: menos de 10 años completos disponibles.
Table 1. River reaches and variation ratio (ha/year) of the fluvial space (EF), active channel (CA) and riparian corridor (CR). Discharge data: IR Impounded ratio and water flow reduction in percentage for complete series (% Q). (nd. No data). *: data for less than 10 years.

P. Muestreo (río-código)	Serie	EF	CA	CR	IR	% Q	Q pre 1956	Q post 1956
Miranda de Ebro (Ebro-EBR2)	1956-2011	-0,14	-0,19	0,05	0,30	-31,78	71,28	56,48
Víllodas (Zadorra-ZAD)	1956-2011	0,1	-0,07	0,17	0,53	-30,76	18,03	12,45
Haro (Ebro-EBR3)	1956-2009	0,75	0,11	0,65	0,41	-19,96	nd	nd
San Asensio (Najerilla-NAJ)	1957-2009	0,73	-0,76	1,49	0,17	-35,49	19,21	12,01
Etxauri (Arga-ARG)	1957-2010	0,89	-0,09	0,98	0,02	-1,62	32,53*	43,59
Mendavia (Ebro-EBR4)	1956-2010	-0,42	-0,63	0,22	0,29	-11,86	100,90*	108,32
Tudela (Ebro-EBR5)	1927-2010	-2,07	-1,42	-0,65	0,27	-18,91	248,79	227,98
Fuente de la Junquera (Huerva-HUE)	1956-2009	0,05	-0,02	0,08	0,11	nd	nd	3,17
Pina de Ebro (Ebro-EBR6)	1927-2009	-12,48	-2,78	-9,70	0,34	-8,13	210,84	232,59
Alcaine (Martín-MAR)	1999-2009	0,17	-0,02	0,19	nd	nd	nd	0,9
Torres de Segre (Segre-SEG)	1956-2010	-0,98	-0,54	-0,45	0,48	-15,84	76,58	84,1
Ascó (Ebro-EBR7)	1927-2010	-0,59	-0,94	0,36	0,85	nd	nd	315,01
Tortosa (Ebro-EBR8)	1927-2010	-0,61	-1,13	0,52	0,62	-41,55	585,01	380,62
Écija (Genil-GEN2)	1956-2010	0,94	-0,51	1,45	3,39	-16,19	nd	12,71
Úbeda (Guadiana Menor-GUAM)	1956-2010	-0,82	-1,30	0,49	1,42	-45,88	19,98	14,42
Lora del Río (Guadalquivir-GUA5)	1956-2010	-2,63	-2,81	0,17	nd	nd	nd	nd
Fuente Palmera (Los Picachos-PIC)	1956-2010	-0,13	-0,02	-0,11	nd	nd	nd	nd
Alcalá del Júcar (Júcar-JUC5)	1956-2010	1,25	-0,02	1,27	2,36	-63,82	24,85	10,77
Villatoya (Cabriel-CAB5)	1956-2010	-0,23	-0,26	0,04	1,55	-70,66	20,06	11,35
Sueca (Júcar-JUC8)	1956-2010	-0,17	-0,02	-0,15	2,70	-52,64	38,58*	30
Pont de Vilomara (Llobregat-LLO3)	1956-2010	0,1	-0,27	0,37	0,41	-38,95	nd	8,48
Castellebell i el Villar (Llobregat-LLO4)	1956-2010	0,11	-0,11	0,22	0,43	8,00	14,08	16,04
Martorell (Llobregat-LLO6)	1956-2010	0,77	-0,83	1,6	0,39	13,17	14,01	19,57
San Joan Despí (Llobregat-LLO7)	1956-2010	1,89	0,14	1,76	0,42	-15,37	nd	16,27
Súria (Cardener-CAR3)	1956-2010	0,38	-0,17	0,55	0,86	-35,95	nd	3,84
Manresa (Cardener-CAR4)	1956-2010	0,33	-0,13	0,46	0,55	-23,71	5,54	6,36
La Pobla de Claramunt (Anoia-ANO2)	1956-2010	0,05	-0,09	0,15	Np		0,32	0,37
San Sadurní d'Anoia (Anoia-ANO3)	1956-2010	0,03	-0,56	0,59	Np		1,71	1,44

Los datos de caudal previos y posteriores a la construcción de los embalses más cercanos muestran una clara disminución de una situación previa sin embalses (o embalses y azudes previos a la serie de datos) a la posterior. Teniendo en cuenta que muchos de los embalses son de la segunda mitad del siglo XX muchas de las series largas (de por sí muy pocas) se ven divididas en series de menor duración y con abundantes vacíos

(particularmente durante los años de la Guerra Civil y la posguerra) que hacen que estos datos deban ser tomados con cierta cautela. Las mayores variaciones se encuentran en la cuenca del Júcar y del Guadalquivir donde los caudales disminuyeron más del 50% en Sueca, Villatoya y Alcalá del Júcar y 45,88% en Úbeda. En el Ebro la mayor reducción sucede casi en su desembocadura donde la construcción del complejo de embalses de Mequinenza, Flix y Ribarroja provoca la disminución del 41,55%, en Tortosa, y en el curso medio-alto del Ebro donde en Miranda de Ebro y sus afluentes Najerilla y Zadorra disminuyen por encima del 30%. En el caso contrario se encuentra el Arga (-1,62%) y Pina de Ebro (-8,13%). En Cataluña los datos se ven influenciados por los años 1977 y 1996, extremadamente húmedos, y por la escasa fiabilidad de los datos más antiguos y previos a la construcción de los embalses.

Del mismo modo se observan claras disminuciones de los caudales con periodos de retorno de 2, 5 y 10 años en algunas de las mejores series de datos disponibles como Tortosa (59 años de máximo instantáneo), Tudela (62), Pina de Ebro (65), Najerilla (62), y Mendavia (60), destacando Tortosa y Tudela con variaciones del -38,87% para el periodo de retorno de 10 años y -29,87% respectivamente. Los datos para las demás cuencas son demasiado inconsistentes para sacar conclusiones pero sí que muestran una tendencia a la disminución del caudal de crecida. En el extremo opuesto se encuentra Miranda de Ebro donde los datos muestran un ligero aumento de la magnitud de las crecidas.

4. CONSIDERACIONES FINALES

La dinámica fluvial ha sido fuertemente afectada en la mayor parte de los cursos fluviales analizados, los cuales muestran señales de estabilización por la disminución generalizada en los caudales fruto de las obras de regulación. La pérdida de flujo y la contención de avenidas por los embalses facilitan la extensión del corredor ribereño mientras que el espacio ocupado por el cauce activo se ve fuertemente menguado. Los mayores cambios se produjeron a partir de la regulación del caudal en cada curso fluvial.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad mediante el proyecto: “SCARCE. Evaluación y predicción de los efectos del cambio global en la cantidad y la calidad del agua en ríos ibéricos” (Consolider Ingenio 2010 CSD 2009-00065.

A Francisca Segura, profesora de Geografía Física en la Universidad de Valencia y José Pons, profesor de Geografía en la Universidad de Navarra, por cedernos algunas de las imágenes aéreas utilizadas en este estudio

REFERENCIAS

Batalla, R.J., Gómez, C.M., Kondolf, G.M. 2004. River impoundment and changes in flow regime, Ebro River basin, northeastern Spain. Journal of Hydrology 290, 117-136.

Conesa, C. 1999. Cambio ambiental y equilibrio dinámico de los cauces. *Papeles de Geografía*, 30: 31-46.

Delgado, J., Llorens, P., Nord, G., Calder, I.R., Gallart, F. 2010. Modelling the hydrological response of a Mediterranean medium sized headwater basin subject to land cover change: The Cardener River basin (NE Spain). Journal of Hydrology 383, 125-134.

López Moreno, J.I., Beguería, S., García-Ruiz, J.M. 2003. Efecto de los embalses en el control de avenidas en el Pirineo central español. Geographicalia 44, 57.74.

Rinaldi, M. 2003. Recent channel adjustments in alluvial rivers of Tuscany, central Italy.Earth Surface Pocesses and Landforms 28, 587-608.

Surian, N., Rinaldi, M. 2003. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy.Geomorphology 50, 307-326.

TRANSFORMACIONES HIDROGRÁFICAS RECIENTES (ÚLTIMOS 55 AÑOS) DE LAS CUENCAS VERTIENTES MENORES DEL NW DOÑANA (HUELVA, SW DE ESPAÑA)

Recent hydrographical evolution and land use changes during the last 55 years in the northwestern watersheds of Doñana (Huelva, SW of Spain)

A. Lama[1], C. Borja[2], F. Borja[3] y F. Díaz del Olmo[2]

1 Departamento de Ciencias Sociales. Fundación San Pablo Andalucía CEU. Avda. Maimonides s/n. 41930-Bormujos (Sevilla). alama@ceuandalucia.com.
2 Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional. Universidad de Sevilla.
3 Departamento de Historia II y Geografía. Universidad de Huelva.

Abstract: Hydrological features of basins of northwestern of Doñana were analyzed by comparing the situation today with that of 55 years ago (1956). We made maps for each time, drawing both the limits of drainage basins as the hydrographic network. We compare and contrast these maps with other land use maps available for the study area. The results show an important change in the fluvial system (changes in watersheds limits, channel disappearances and channel modifications, canalizations, etc.), due to a strong human pressure (landscape transformations, forest exploitation, quarries…). As a result of these changes, the damage to the hydrological and ecological functioning of the marshes of Doñana National Park is currently irreversible.

Palabras clave: cuencas vertientes, red hidrográfica, transformaciones humanas recientes, Doñana.
Key words: watersheds, hydrographic network, recent human changes, Doñana.

1. INTRODUCCIÓN, OBJETIVOS Y ÁREA DE ESTUDIO

Las cuencas menores que vierten a las marismas del Parque Nacional de Doñana por su ángulo NW son, junto a la del río Guadiamar, las principales responsables del funcionamiento hídrico de las marismas del Guadalquivir desde hace décadas. La mayor parte de estas cuencas se encuentran parcial o completamente fuera de los límites del espacio protegido sometidas a una importante presión agrícola, forestal, etc., siendo de aquí de donde provienen las aguas, los sedimentos y los nutrientes que caracterizan el cuadro ecológico de este gran humedal. Los procesos de transformación antrópica sufridos en territorios como los drenados por ejemplo por los arroyos del Partido o la Rocina han provocado sensibles desajustes tanto estructurales como funcionales, cuyas secuelas no han tardado en trasladarse a las marismas del parque nacional (Borja, C. et al., 2008; Borja, F. et al., 2009; Gómez, 2000, Mintegui et al., 2003).

El presente trabajo tiene como principal objetivo el análisis comparado, desde una perspectiva cartográfica, de los rasgos hidrográficos de las cuencas drenadas por los arroyos de la Cigüeña, la Cañada Mayor, Partido de Resina, Regajo del Almirante, Sajón, La Concha, Portachuelo, La Lengua, Anguila, El Partido, Laguna de los Reyes, Rocina, y los caños Soto Chico y Soto Grande (Fig. 1), las cuales abarcan una superficie de más de 1000 km^2 localizados entre las provincias de Huelva y Sevilla. Con la comparativa establecida entre los años de 1956 y 2011 se pretende determinar las causas de los desajustes bajo los que funciona actualmente este sistema fluvial, así como plantear el alcance de sus repercusiones sobre las marismas de Doñana. El procedimiento metodológico desplegado para ello contempla la elaboración de un SIG, con el que además del análisis contrastado de la red de drenaje y los límites de las cuencas hidrográficas, se procede a un cotejo de los principales vectores de cambio de los usos del suelo. La cartografía hidrográfica ha sido elaborada *ad hoc* para la presente investigación,

mientras que en el análisis de usos del suelo se ha utilizado las series cartográficas disponibles.

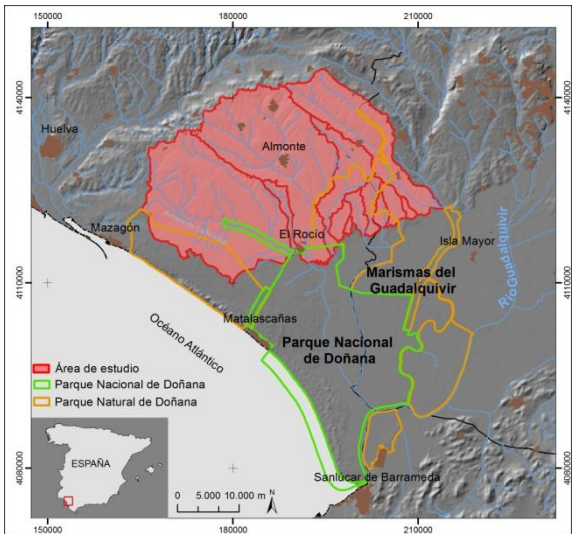


Fig. 1. Cuencas menores vertientes a Doñana en el sector NW de las marismas del Guadalquivir (provincias de Huelva y Sevilla).

Fig.1. Doñana watersheds in the NW of Guadalquivir marshes (Huelva and Sevilla provinces).

2. MATERIAL Y MÉTODOS

Desde el punto de vista metodológico se procede, en primer lugar, a partir de una delimitación de las cuencas hidrográficas en todos aquellos casos en los que ha sido posible, así como, del cartografiado de la red de drenaje de cada una de ellas a partir de la fotointerpretación de pares esteroscópicos de diferentes colecciones de fotografías aéreas para ambos momentos. Para el caso de la cartografía correspondiente al año 1956 se ha utilizado como base la colección de fotografías aéreas conocidas como "vuelo americano", en blanco y negro a escala 1:33.000, mientras que, para la correspondiente al año 2011, se ha utilizado la ortofoto publicada por la Junta de Andalucía de ese mismo año, en color y con una resolución de 0,5 m. En segundo término, se han llevado a cabo distintos trabajos de campo encaminados a la verificación de las cartografías, así como al reconocimiento hidrogeomorfológico *in situ* de aquellos ámbitos en los que se ha trabajado a mayor detalle. Toda la información generada, tanto de campo como cartográfica, ha sido implementada en un sistema de información geográfica (SIG) de cara a agilizar su posterior tratamiento y facilitar las tareas superposición y comparación. Finalmente, se ha completado la información utilizada en este trabajo con la incorporación al SIG de la información correspondiente a los usos del suelo obtenidos del Mapa de Usos y Coberturas Vegetales de Andalucía a escala 1:25.000 (SIOSE) del año 2007 y actualizados con la ortofotografía del año 2011 editada por la Junta de Andalucía.

3. RESULTADOS

El análisis comparado de la cartografía de las cuencas vertientes a Doñana correspondiente a los años 1956 y 2011 muestra una serie de ámbitos en los que las transformaciones del sistema fluvial han sido evidentes (Figs. 2 y 3). A nivel de cuencas, las principales transformaciones detectadas han sido la eliminación de la cuenca del arroyo Caño Marín y su "captura" o incorporación a la del arroyo del Partido; la eliminación de la cuenca del arroyo de los Huesos así como, igualmente, su "captura" o incorporación a la del Regajo del Almirante; el desvío de la desembocadura del arroyo de la Cigüeña desde la marisma al cauce del río Guadiamar con la consiguiente ampliación de la superficie de la cuenca de drenaje; y, finalmente, la pérdida de parte de la superficie del sector suroeste de la cuenca del arroyo de La Rocina a favor de la del caño Soto Chico.

En lo que atañe a la red de drenaje también se han identificado cambios significativos, destacando: las pérdidas de cauces en el arroyo de la Rocina, especialmente en el tramo de cabecera directamente vinculado a la progresión de los cultivos bajo plástico de fresa, así como en la margen derecha en el tramo medio-bajo, en el sector de las cañadas procedentes del *Bajo Manto* Eólico (Borja, F. y Díaz del Olmo, 1996) en este caso debido la puesta en cultivo de la finca Los Mimbrales; directamente relacionado con estas transformaciones, en el arroyo de La Rocina, destaca la rectificación y canalización en un sistema reticulado de acequias artificiales de los caños Soto Chico y Soto Grande; el desvío y canalización del tramo final del arroyo de la Cigüeña que aumenta la longitud de su cauce en 3,6 km por la construcción de un muro artificial que reconduce sus aguas hacia el río Guadiamar; la rectificación y canalización del arroyo de la Laguna de Los Reyes; la canalización del arroyo Caño Marín y del tramo final del arroyo del Partido; y, por último, la

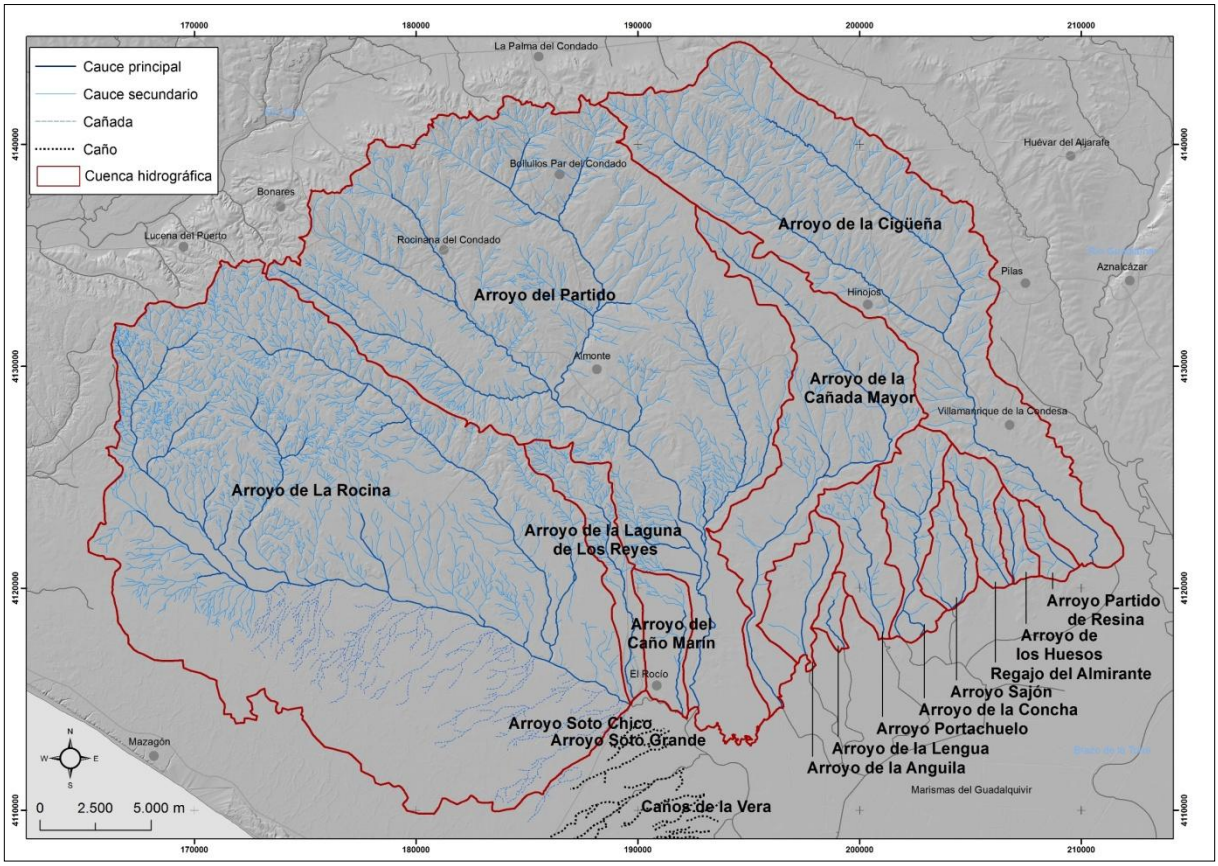


Fig. 2. Red de drenaje y cuencas vertientes menores a Doñana en 1956.
Fig.2. Doñana drainage system and watersheds at 1956.

canalización del tramo final del Regajo del Almirante, al que se le unen las aguas del arroyo de los Huesos conformando a partir de ese momento un solo sistema.

Todas estas actuaciones ponen de manifiesto el alto grado de desnaturalización al que han sido sometidas durante décadas este conjunto de cuencas. En los últimos años, el nivel de presión antrópica que soporta este sistema, lejos de cesar va en aumento, siendo aún más evidentes los desajustes y afecciones cuando el análisis se realiza sobre el terreno, según hemos constatado en las innumerables comprobaciones que hemos realizado mediante el análisis comparado de las cartografías de usos del suelo disponibles para la zona (Fernández *et al*., 2007). La mayoría de estas transformaciones antrópicas se concretan, especialmente, en la eliminación de la cubierta vegetal originaria para la puesta en valor agrícola de amplias superficies; en la sustitución de cultivos tradicionales por otros que se acompañan de técnicas de laboreo más agresivas; en los desmontes relacionados con la implantación y cultivo de eucalipto, o en la explotación de canteras, entre otras.

4. SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

Según hemos comprobado cartográficamente y en campo, la dinámica hidrogeomorfológica actual de las cuencas vertientes a Doñana por el NW presenta un funcionamiento fuertemente alterado y un deficiente estado de conservación. Esta situación es el resultado de las numerosas transformaciones experimentadas por el sistema fluvial en las últimas décadas, puestas de manifiesto tanto a nivel de los límites entre las cuencas, como de diseño de la red de drenaje. Su origen hay que ponerlo en relación con los crecientes procesos de cambios en los usos del suelo llevados a cabo en esta comarca (Fernández et al., 2007; Borja, F. et al., 2006). Las consecuencias de este sensible desajuste en la estructura y el funcionamiento del sistema fluvial se manifiestan en un aumento de los

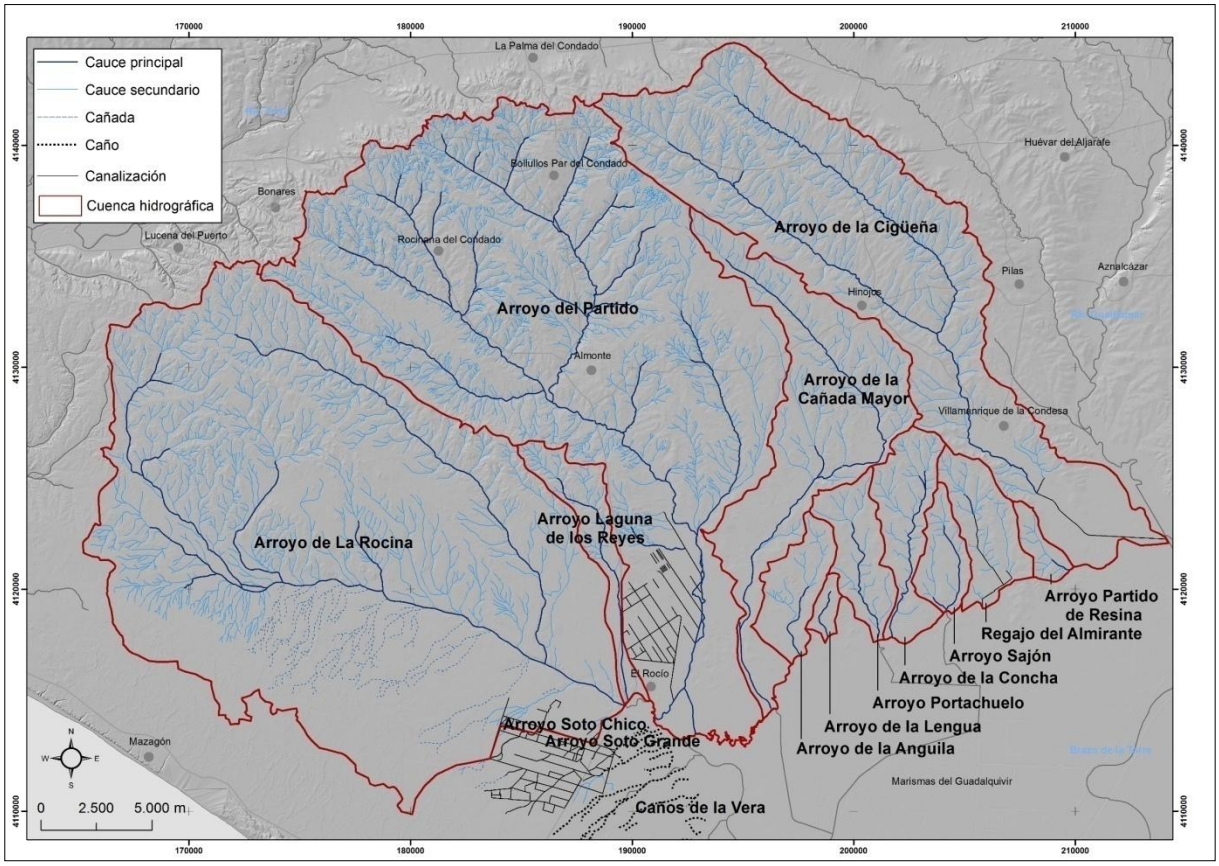


Fig. 3. Red de drenaje y cuencas vertientes menores a Doñana en 2011.
Fig. 3. Doñana drainage system and watersheds at 2011.

procesos erosivos y, como consecuencia, en la colmatación de muchos de los cauces de los arroyos; en el incremento de la torrencialidad y el acortamiento de los tiempos de respuesta en los eventos de alta energía; así como, en un avance inexorable de sedimentos arenosos hacia las marismas, favoreciendo el crecimiento de importantes conos aluviales como ocurre en el caso del arroyo del Partido (Borja, F. et al., 2006).

REFERENCIAS

Borja, C., Borja, F., Lama, A., Fernández Núñez, M. 2008. Dinámica hidrogeomorfológica y presión antrópica en pequeñas cuencas mediterráneas. El caso del arroyo del Partido (Huelva, SW España). En: Trabajos de Geomorfología en España 2006-2008. Benavente, J. y Gracia, J. (Eds.). SEG–Universidad de Cádiz, 427-430.

Borja, F., Borja, C., Lama, A., Fernández Núñez, M. 2006. Análisis de riesgos geomorfológicos y valuación de procesos de erosión en la cuenca del arroyo del Partido, Huelva. Informe previo sobre el estado actual de la investigación. Informe inédito (MIMA). Huelva, 82 pp.

Borja, F., Borja, C., Fernández Núñez, M., Lama, A. 2009. Dinámica hidrogeomorfológica e impacto antrópico en la cuenca del arroyo del Partido (NW del Parque nacional de Doñana, Huelva, España). Evaluación de procesos actuales. Cuaternario y Geomorfología. Vol. 23 (3-4): 45-64.

Borja, F. y Díaz del Olmo, F. 1996. Manto Eólico Litoral (MEL) de El Abalario (Huelva-España): episodios morfogenéticos posteriores al 22.000 BP. En: Dinámica y evolución de medios cuaternarios. Pérez Alberti, A., Martini, P., Chesworth, W. y Martínez Cortizas, A. (Eds.). Xunta de Galicia. Santiago de Compostela, 375-390.

Fernández, M., Borja, F., Borja, C. 2007. Análisis de los usos del suelo en la cuenca del arroyo del Partido durante las últimas décadas. En: La Geografía en la frontera del los conocimientos. AGE-UPO. Sevilla, 1-9.

Gómez, C. 2000. Evolución reciente de las cuencas vertientes del sector N y NW de las Marismas del Guadalquivir. Manejo antrópico y respuestas morfo-hidrográficas. Tesis de Maestría. Univ. Internacional Andalucía. Inédito, 155 pp.

Mintegui, J.A., Robredo, J.C., Sendra, P.J. 2003. Avenidas torrenciales en el arroyo del Partido y su incidencia en la marisma del Parque Nnacional de Doñana. OAPN-MIMAM. Madrid, 373 pp.

ANÁLISIS DE FASES DE AGRADACIÓN EN LA LLANURA DELTAICA DEL AARE EN LOS ÚLTIMOS 2600 AÑOS

Analysis of aggradation phases of the Aare delta plain during the past 2600 years

F. Carvalho, L. Schulte y J. Llorca

Fluvalps Research Group. Departamento de Geografía Física y AGR, Universidad de Barcelona, C/ Montalegre 6, 08001 Barcelona, filipe.geography@gmail.com

Abstract:
This work focuses on the reconstruction of different stages of delta plain aggradation during the last 2600 years in the upper Aare basin (Swiss Alps). The analysis of the lithostratigraphy and grain size of a 9 meter long sediment core allowed the identification of different phases of sedimentation in the delta plain. We were able to recognize different aggradation phases marked by the deposition of coarser materials, interpreted as periods of higher flood frequency. Correlation of time series with Holocene climate records indicate that coarser aggradation phases occurred during colder climatic phases, as demonstrated by previous work by Schulte et al. (2008, 2009) in deltaic plains of the Bernese Alps.

Palabras clave: agradación fluvial, paleoinundaciones, Holoceno tardío, Alpes Suizos
Key words: fluvial aggradation, paleofloods, Late Holocene, Swiss Alps

1. INTRODUCCIÓN

En este trabajo se reconstruye diferentes fases de agradación aluvial, ocurrida en los últimos 2600 años en la llanura deltaica de la cuenca superior del río Aare (Alpes Berneses). El estudio se basa en el análisis de un testigo sedimentario (Core AA-5) procedente del sector distal de la llanura deltaica (figura 1). El testigo proviene de una área deprimida (572 m s.n.m.), alejada de canales y paleocanales del Aare (Carvalho y Schulte, 2013). Su ubicación en uno de los extremos del fondo de valle y la existencia de un promontorio rocoso aguas arriba contribuye a que se trate de un área de sedimentación marginal protegida, que registra procesos de agradación solamente durante eventos de inundación de mayor magnitud.

El testigo sedimentario analizado cuenta con 9 metros de profundidad y está formado principalmente por horizontes de limos, con intercalaciones de capas de arenas finas y horizontes orgánicos y turbosos. No se observan horizontes de gravas significativos, debido a la relativa marginalidad de esta área con respecto a la localización de los canales principales durante los últimos 2500 años.

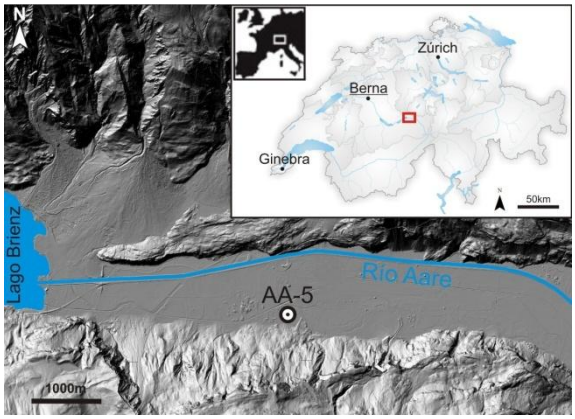


Fig. 1. Localización del testigo sedimentario AA-5 en la llanura deltaica del Aare, de los Alpes Berneses.
Fig.1. Location of the AA-5 sediment core, from the alluvial plain of the Upper Aare Basin in the Bernese Alps.

2. METODOLOGIA

El testigo sedimentario se ha obtenido por medio de un sondeo de percusión. Se ha realizado una interpretación litoestatigráfica detallada en el campo, mediante una sonda abierta, permitiendo una reconstrucción preliminar de la evolución de los procesos de agradación (Schulte *et al*, 2004, 2009; Carvalho y Schulte, 2013). Paralelamente, se ha realizado un sondeo cerrado, con tubos de PVC,

destinado a los análisis de laboratorio y dataciones de radiocarbono.

Se han datado 6 muestras procedentes de horizontes turbosos (^{14}C AMS), que han permitido la elaboración de un modelo cronológico de las fases de agradación fluvial en los últimos 2600 años (figura 2d). También se ha realizado un análisis granulométrico del testigo según el método de difracción de rayos láser. La combinación entre el análisis sedimentario macroscópico con el análisis granulométrico permite un estudio más detallado del tamaño de los sedimentos, aportando claves sobre distintas fases de agradación. Estas fases se pueden dividir por un lado en periodos de mayor actividad fluvial, dominados por acumulación de materiales gruesos, que en el testigo analizado se caracterizan mayoritariamente por la presencia de horizontes arenosos. Por otro lado, la existencia de horizontes de acumulación de materiales más finos, como limos y arcillas, son indicadores de periodos de estabilidad fluvial. El desarrollo de horizontes turbosos también puede servir como un indicador de fases de estabilidad y correlacionarse con fases climáticas cálidas (Schulte, 2008 y 2009).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos permiten reconstruir y caracterizar la agradación de sedimentos en los últimos 2600 años, siendo posible identificar periodos marcados por sedimentación de materiales más gruesos (arenas), interpretados como periodos con mayor frecuencia de inundaciones (paleoinundaciones). La localización del testigo AA-5 en el contexto geomorfológico de la llanura de inundación del Aare constituye un área idónea para el estudio de paleoinundaciones, una vez que se verifica la intercalación de capas arenas de eventos de inundación con sedimentos francosos, limos, arcillas y horizontes orgánicos o de turba. Estos horizontes con predominancia de materiales finos y con elevado contenido de materia orgánica están relacionados con fases estables de poco aporte fluvial.

Teniendo en cuenta lo expuesto en el párrafo anterior, la granulometría del testigo AA-5 (figura 2c) permite la reconstrucción de eventos de inundación a partir de las fases de sedimentación de horizontes dominados por arenas medianas y finas. Estas fases presentan una ciclicidad aproximada de 120 años, para los últimos 1000 años. El análisis de la distribución temporal de estas fases en los últimos 2600 años permitió identificar 11 fases de acumulación de materiales gruesos, relacionados con una actividad fluvial más intensa y muy probablemente con eventos de inundaciones.

El trabajo de Schmocker-Fackel y Naef (2010) consiste en la reconstrucción de eventos de inundación en 14 cuencas de Suiza, a partir de fuentes documentales desde AD 1500. Todas las cuencas analizadas se localizan en la fachada septentrional de los Alpes. Comparando el análisis granulométrico realizado para el testigo AA-5 con el índice de inundaciones de Schmocker-Fackel y Naef (figura 2b) se puede observar una relación entre periodos de mayor frecuencia de inundaciones, localizados entre AD 1560-1590, AD 1740-1790 y AD 1820-1940, con los picos de acumulación de materiales gruesos. La respuesta fluvial (agradación de materiales gruesos) a los eventos de inundación se ha detectado también a nivel regional, a través de la correlación entre niveles de agradación de materiales gruesos en las cuencas de los ríos Lütschine y Lombach (Schulte, 2008, 2009).

La distribución temporal de las fases de agradación permite concluir que los periodos con mayor incidencia de inundaciones se sitúan entre 2650-2300 años cal BP; 2050-1900 años cal BP; 1400-850 años cal BP y 700-75 años cal BP. La comparación de estos periodos con las fases climáticas del Holoceno tardío (figura 2f) parece indicar una mayor concentración de acumulación de materiales gruesos en fases climáticas frías, coincidiendo con las tendencias verificadas por Schulte et al. (2009) para la cuenca del río Lütschine (Alpes Berneses).

Según el índice de actividad hidrológica de Arnaud et al. (2005), elaborado para la cuenca alta del Ródano, también parece existir una respuesta similar entre los periodos de mayor actividad fluvial de este estudio con fases de mayor acumulación de arenas (figura 2e). De igual forma se observa una relación entre mínimos de manchas solares (Solanky et al., 2005) con los picos de acumulación de materiales gruesos (figura 2a), aunque cabe matizar que esta relación no es tan evidente en los últimos 400 años, fruto muy probablemente

del aumento de la ocupación humana en este periodo.

En los periodos climáticos cálidos se observa la existencia de fases de acumulación de sedimentos finos (mayoritariamente limos y arcillas). El Óptimo Climático Romano es un ejemplo claro de este tipo de respuesta, con una predominancia de acumulación de capas de limos y arcillas entre 2300-2050 años cal BP; 1900-1400 años cal BP, apenas interrumpidos por el Periodo Húmedo Romano (*Roman Wet Period*, Bravard, 1996). Cabe también destacar el desarrollo horizontes de turba con espesor considerable durante este periodo (tabla 1). Los horizontes turbosos presentes en este testigo se relacionan en la mayoría de los casos con periodos climáticos cálidos. Esta fase de mayor desarrollo de turbas en el Óptimo Climático Romano también ha sido verificada en la cuenca del Lütschine (Schulte, 2008), indicando una tendencia regional.

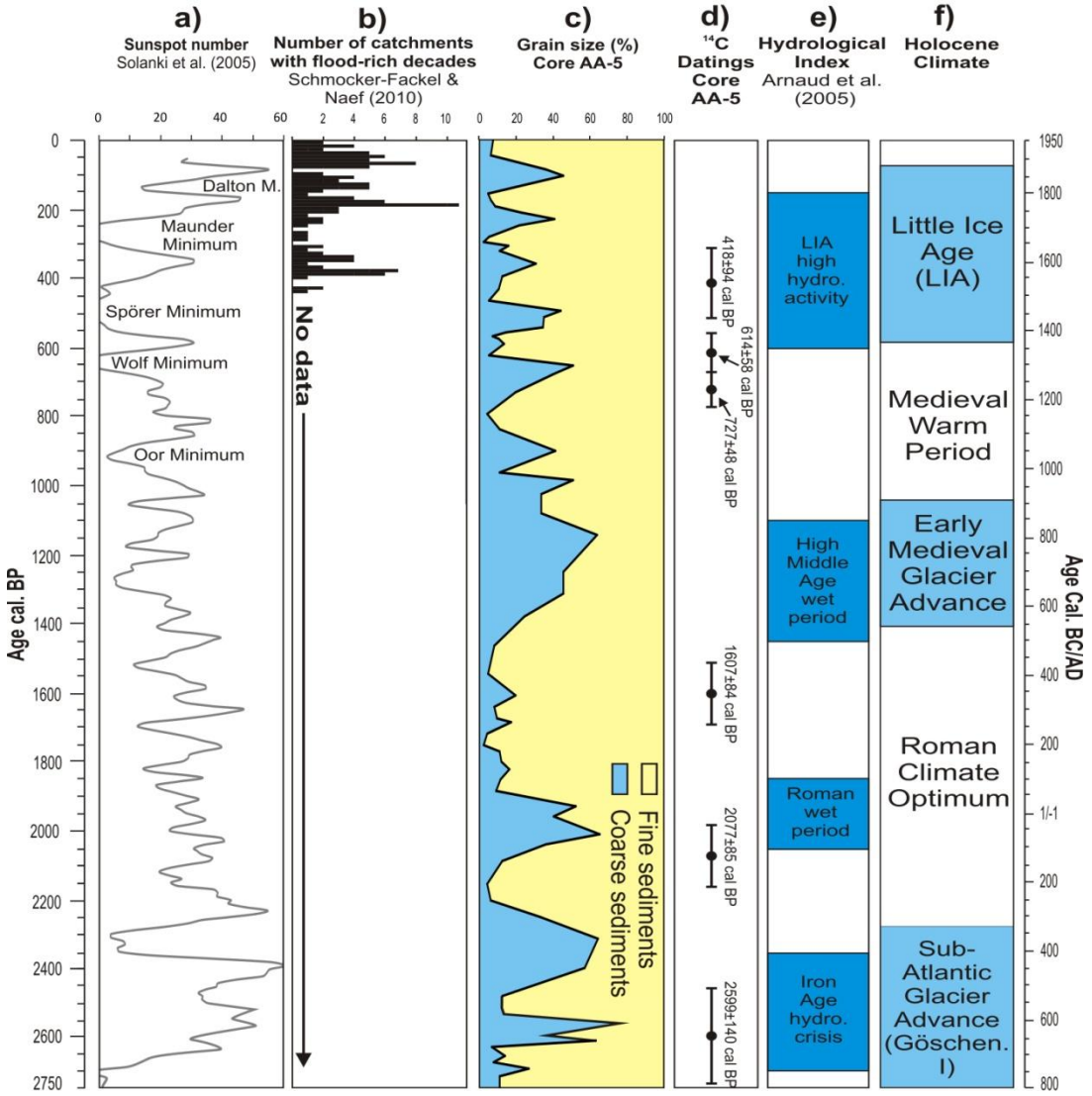


Fig. 2. Relación entre la granulometría del testigo sedimentario AA-5 con varios *proxies* climáticos: a) Número de manchas solares basado en concentraciones de radiocarbono según análisis dendrocronológicos (Solanky et al., 2005); b) Índice de frecuencia de inundaciones en cuencas de Suiza, según fuentes documentales (Schmocker-Fackel y Naef, 2010); e) Índice hidrológico del río Ródano según registros lacustres del Lago Bourget (Arnaud et al., 2005) y fuentes arqueológicas (Bravard et al., 1992 y Bravard, 1996); f) periodos climáticos del Holoceno Tardío según la dinámica de glaciares Alpinos (Zoller, 1977; Holzhauser, 2005).

Fig.2. Relationship between the grain size of Core AA-5 and various climatic proxies: a) Sunspot number based on dendrochronologically dated radiocarbon concentrations (Solanky et al., 2005); b) Frequency flood index of Switzerland basins, according to documentary sources (Schmocker-Fackel and Naef, 2010; e) Hydrological Index of Rhone River from lacustrine records of Lake Bourget (Arnaud et al, 2005) and archaeological sources (Bravard et al, 1992 and Bravard, 1996); f) Late Holocene climatic periods according to the dynamics of Alpine glaciers (Zoller, 1977; Holzhauser, 2005).

Tabla 1. Principales horizontes orgánicos del testigo AA5. LIA-Pequeña Edad del Hielo; MM-Máximo Medieval; RCO-Optimo climático Romano
Table 1. Main organic layers of sediment core AA-5. LIA-Little Ice Age; MM-Medieval Maximum; RCO-Roman climate Optimum

Layer Depth (cm)	Tickness (cm)	Age (cal yrs BP)	Climatic Period
131-140	9	444-414	LIA
183-196	13	625-579	LIA
212-226	14	774-711	MM
233-244	11	850-803	MM
410-472	62	1707-1543	RCO
492-531	39	1840-1754	RCO
626-688	62	2243-2050	RCO

4. CONCLUSIÓN

La comparación de las fases descritas anteriormente con los principales eventos climáticos en el Holoceno tardío permite concluir que de una forma general los periodos fríos – Avance Glaciar Subatlántico (Göschenen I), Avance Glaciar del Periodo Medieval Temprano y Pequeña Edad del Hielo, son más propensos a la existencia de eventos de inundación. Los resultados obtenidos confirman el modelo explicativo de la reconstrucción de paleoinundaciones a partir de registros sedimentarios en el río Lütschine, según Schulte et al. (2008, 2009). En los periodos cálidos existe una menor concentración de materiales gruesos en las fases de acumulación. Se han identificado dos periodos bastante estables, entre 2300-2050 años cal BP y 1900-1400 años cal BP, caracterizados por una sucesión de horizontes turbosos y de limos. Este periodo de mayor estabilidad fluvial se desarrolla durante el Óptimo Climático Romano, indicando una frecuencia más baja de inundaciones. De igual forma en el Máximo Climático Medieval, la formación de suelos orgánicos corresponde a fases de baja frecuencia de inundaciones.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio español de Ciencia e Innovación (CGL2009-06951/BTE) e ICREA Academia. El modelo digital de elevación presentado en la figura 1 es cortesía de Swisstopo (DTM-AV© Swisstopo - DV002380). Los autores también quieren mostrar su agradecimiento las entidades de administración local de Meiringen y a los propietarios de la parcela de sondeo por su ayuda en la obtención del testigo analizado.

REFERENCIAS

Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet M., Tribovillard, N., 2005. 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. The Holocene, 15, 420-428.

Bravard, J., Verot-Bourrely, A., Salvador, P., 1992. Le climat d'après les informations fournies par les enregistrements sèdimentaires étudiés sur des sites archéologiques. En: Magny, M., Rischard, H. (eds.). Le climat à la fin de l'Âge du Fer et dans l'Antiquité (500BC-500AD). Méthodes d'approche et résultats, Nouvelles d l'Archéologie, 50, 7-13.

Bravard, J., 1996. Des versants aux cours d'eau, les implications des fluctuations paleohydrologiques a l'epoque medievale. En: Collardell, M., (ed.), Actes du Veme Congre's International d'archeologie medivale, Grenoble, 171-79.

Carvalho, F., Schulte, L., 2013. Morphological control on sedimentation rates and patterns of delta floodplains in the Swiss Alps. Geomorphology 198, 163-176.

Holzhauser, H., Magny, M., Zumbu, H. J., 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. The Holocene 15, 789-801.

Schmocker-Fackel, P., Naef, F., 2010. Changes in flood frequencies in Switzerland since 1500. Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1581-1594.

Schulte, L., Veit, H., Burjachs, F., Julià, R. & Burrull, R., 2004. Dinámica fluvial y variabilidad climática en los Alpes suizos durante el Holoceno Superior. En: Benito, G., Díez Herrero, A. (eds.). Contribuciones Recientes sobre Geomorfología. (Actas de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología, Toledo, 22-25 de setiembre de 2004). SEG y CSIC, Madrid, 400 págs.

Schulte, L., Julià, R., Oliva, O., Burjachs, F., Veit, H. and Carvalho, F. 2008. Sensitivity of Alpine fluvial environments in the Swiss Alps to climate forcing during the Late Holocene. Sediment Dynamics in Changing Environments, IAHS Publ. 325, 367-374.

Schulte, L., Veit, H., Burjachs, F., Julia, R., 2009. Lutschine fan delta response to climate variability and land use in the Bernese Alps during the last 2400 years. Geomorphology 108, Issues 1-2, 107-121.

Solanki, S. K., Usoskin, I. G., Kromer, B., Schüssler, M., Beer, J., 2004. An unusually active Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. Nature, 43, 1084-1087.

Zoller, H., 1977. Alter und Ausmass postglazialer Klimaschwan- kungen in den Schweizer Alpen. In Frenzel, B. (ed.): Dendro- chronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwissenschaftliche Forschung, 13, 271-281.

CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO DEL MUESTREO ARQUEOLÓGICO EN EL ENTORNO DE MEDELLÍN (BADAJOZ)

Geomorphological context of archaeological sampling areas in Medellin (Badajoz)

M.T de Tena[1], J.A Pérez[1], V. Mayoral[2] y J.A Martínez[2]

1 Centro Universitario de Mérida, mtdetena@unex.es
2 Instituto de Arqueología de Mérida-CSIC

Abstract: A geomorphological study in the areas of archaeological sampling in Medellin is carried out in order to provide morphogenetic characterization and to assess the potential impact of surface dynamics on record. This study is justified by the importance of surface processes and spatial relationships with the archaeological record. A GIS is applied as a main tool to investigate the spatial distribution of archaeological evidences in a very dynamic geomorphological context.
The relationship of archaeological areas with the geomorphological units may be valid for the definition of attractive areas for planning future research.

Palabras clave: Geomorfología, muestreo arqueológico, Medellín
Key words: Geomorphology, archaeological survey, Medellín (Spain)

1. INTRODUCCIÓN

La visibilidad y la preservación del registro arqueológico están fuertemente influenciadas por la interacción compleja de muchos factores, tanto naturales como provocados por la intervención humana. En este sentido, los paisajes mediterráneos presentan un gran reto por la complejidad tanto de los procesos geomorfológicos como la larga e intensa actividad de uso de la tierra (Mayoral, 2010). En particular, los paisajes aluviales ofrecen un entorno cambiante, a veces a un ritmo rápido, lo que hace difícil interpretar el significado de hallazgos de superficie. Como resultado de ello, en cualquier proyecto de muestreo se hace necesario un estudio del contexto geomorfológico en el cual se desarrolla como un documento base para aportar el conocimiento de la dinámica del entorno y valorar su actuación en el tiempo. Lo que se propone aquí es una aproximación al conocimiento de la dinámica geomorfológica a partir de un reconocimiento de la superficie desarrollando un procedimiento que al final permita realizar estudios comparativos así como un recurso para la planificación de futuros trabajos de campo. La aplicación de herramienta SIG ha sido fundamental para la incorporación y gestión de la información así como para el análisis de las variables correspondientes a la caracterización y dinámica del medio natural y factores humanos.

2. ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio situada en el entorno de Medellín (Figura 1), se encuadra desde el punto de vista geológico, en el borde meridional de la Zona Centro Ibérica (Delgado-Quesada et al. 1977; Chacón, 1982), correspondiendo a la parte central de la cuenca terciaria del Guadiana occidental cuyo relleno neógeno fosiliza los paleorrelives que afloran en las zonas más elevadas topográficamente. Sobre estos materiales terciarios se sitúan, discordantes, los depósitos aluviales. La red fluvial, representada por el río Guadiana, ocupa una extensa llanura aluvial junto con sus afluentes, destacando el río Ortiga, Guadámez y Búrdalo.

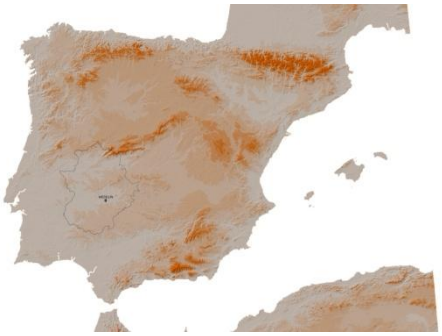


Figura 1. Localización del área de estudio en la Península Ibérica.
Location of the study area in the Iberian Peninsula.

El Guadiana ha presentado grandes crecidas a lo largo de su historia, cuyas afecciones han sido importantes debido a la ocupación histórica de las llanuras aluviales tanto por cultivo como poblaciones.
En las últimas décadas y debido al desarrollo de amplias áreas de regadío ligadas al Plan Badajoz, se han producido importantes cambios paisajísticos debido al control antrópico de la red de drenaje y por tanto de los diversos procesos geomorfológicos, especialmente la construcción de grandes embalses con los que almacenar agua para los nuevos regantes, modificando el régimen de crecidas y alterando de manera notable el equilibrio de la cuenca, (Ortega y Garzón, 2008).

3. METODOLOGÍA

La metodología seguida para este estudio ha combinado métodos de observación directa en campo, mediante una exploración preliminar donde se llevó a cabo el reconocimiento de morfologías así como la identificación y localización de elementos antrópicos, junto con métodos indirectos realizados en gabinete. Éstos últimos han consistido en la obtención de datos a partir del estudio fotointerpretativo de diversos vuelos fotogramétricos, y en procesos de digitalización y vectorización de las entidades espaciales que conforman la leyenda geomorfológica. Debido a la especial naturaleza de los formatos en que se almacena la Información Geográfica, ha sido necesario el uso de aplicaciones informáticas capaces de gestionar la naturaleza gráfica y temática de este tipo de información. Las principales herramientas utilizadas han sido ArcGIS® (ESRI^{TM}), GRASS y GvSIG. Gracias a dichos programas se ha podido superponer toda la cartografía digital disponible dentro de un contexto geográfico definido por el sistema de coordenadas UTM y referido al datum European Datum 1950 (ED50), con lo que se ha dispuesto de los criterios suficientes para la elaboración de la cartografía de la zona de estudio en detalle.
Los datos cartográficos iniciales de referencia han provenido de diversas fuentes y en diversos formatos, tanto digitales como analógicos:
-Fotografías aéreas del vuelo fotogramétrico realizado en 1986, en formato analógico.
-Serie MAGNA E: 1:50000. Hojas 778 y 753 formato vectorial (IGME, 2008 a,b).
-Ortofotografías del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA). Datos en formato raster del año 2005. El acceso a estos datos se realiza en línea a través de internet mediante servicios WMS (Web Map Services) publicados en el portal de la Infraestructura de Datos Espaciales de España (IDEE).

4. RESULTADOS

Desde el punto de vista del modelado en el área de estudio, destacan diferentes sistemas morfodinámicos claramente diferenciados cuya cartografía actual nos sirve de referente para determinar la evolución que han tenido las diferentes unidades en el área, derivadas tanto de la acción antrópica como las debidas a procesos naturales.
El sistema fluvial comprende las acumulaciones de depósitos ligadas fundamentalmente al curso del río Guadiana. El cauce activo es próximo a meandriforme, existiendo unos canales secundarios que son de funcionamiento episódico en épocas de avenida, aunque en las crecidas importantes son rebasados produciéndose inundaciones en la llanura circundante. El sector del curso que discurre entre en cerro de Medellín y la Sierra de Enfrente presenta un encajamiento determinado por esta orografía, dando paso a una amplia llanura (Figura 2).



Figura 2. Vista de la llanura aluvial desde el castillo de Medellín.
View of alluvial plain from the Medellin castle.

En la zona de estudio, el Guadiana discurre sobre el nivel de terraza inferior, que se sitúa en torno a los 3 m sobre el cauce activo.
Las unidades en este ámbito, definidas por la morfología y los procesos (relacionados con las formas que generan), son:
Cauces de avenida/abandonados, terraza inferior/llanura de inundación, barras de canal, point bar y fondos de valle.
El sistema de laderas engloba las vertientes de pendientes suaves, pendientes medias y sus cumbres. Las laderas asociadas a cuestas, presentan en la zona de estudio un importante desarrollo de coluviones. En el resto del área aparecen vertientes regularizadas y superficies aplanadas. Las principales unidades geomorfológicas se agrupan en formas de origen estructural, modelado de laderas, modelado eólico, modelado en rocas cristalinas y superficies de erosión.
El sistema antrópico es considerado al representar un proceso de transformación del medio en los alrededores de Medellín. Se han identificado y cartografiado diferentes explotaciones de áridos, escombreras, canales de riego, muros de estabilización de laderas aunque el impacto más agresivo corresponde a acciones de nivelación del terreno, generando bancales agrícolas, única guía para reconstruir la topografía original (Figura 3).

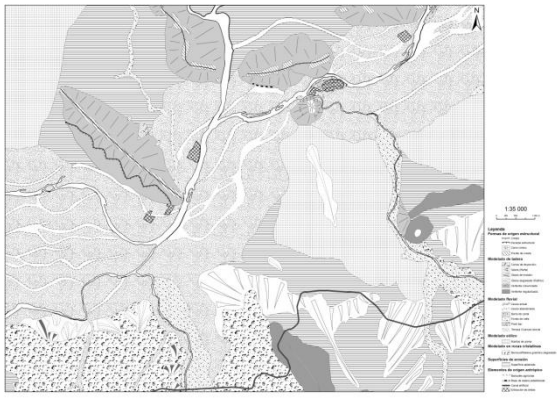


Figura 3.Mapa geomorfológico del área de muestreo.
Geomorphologic map of the survey area.

Los procesos relativos a la dinámica del medio que dominan en las diferentes unidades deben considerarse en las áreas prospectadas (Figura 4). Se tiene constancia de importantes avenidas sufridas por el río en esta zona, aunque mucho más comunes en la antigüedad al estar hoy regulado el cauce por varias grandes presas (Ortega, 2007). En la población de Medellín, al crecer al abrigo del cerro del mismo nombre, los efectos de las riadas no han repercutido de la misma forma que en la llanura aluvial que se extiende aguas abajo del área de estrechamiento del cauce entre ambos cerros, donde el flujo tendría un importante efecto expansivo, con activas riadas. En los desbordamientos importantes, también pueden cambiar considerablemente la localización de un brazo principal del cauce, de un lugar a otro. Así, este medio fluvial, dominado por importantes crecidas cargadas en sedimentos, representa un agente de alteración y truncamiento del registro arqueológico, pero también de preservación por su acción de enterramiento y sellado, tanto en la llanura de inundación como en los aluviales de los cauces abandonados. Precisar la cronología en los depósitos donde se localicen, se hace necesario para establecer el periodo temporal del registro arqueológico (Howard, 2008).
Los materiales arqueológicos expuestos se han visto sometidos a procesos antrópicos recientes, creados por procesos de deposición y arrastre durante las últimas décadas debido a la intensa actividad agrícola Las áreas de relieve graníticos degradados, pueden ser consideradas las de menor dinámica tanto natural como antrópica, produciéndose las menores modificaciones superficiales.

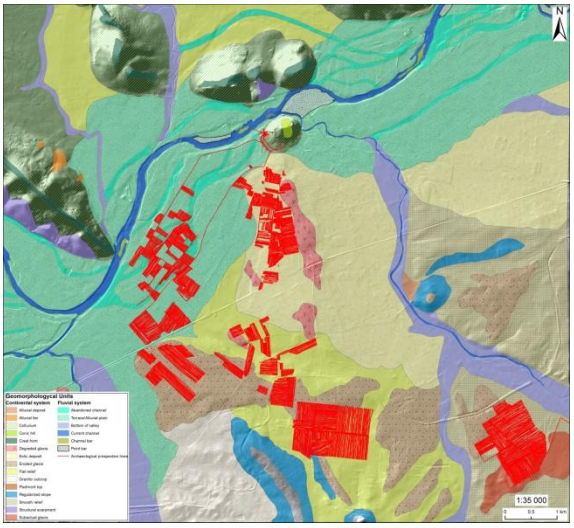


Figura 4. Localización de las áreas de muestreo en el mapa de unidades geomorfológicas.
Location of de sampling areas on the geomorphologic units map.

4. CONCLUSIONES

El entorno de Medellín representa un paisaje aluvial severamente alterado tanto por la inestabilidad del rio Guadiana como por la intensa actividad humana, especialmente agrícola. El conocimiento de la dinámica de estos elementos, se hace necesario la hora de realizar un proyecto de prospección arqueológica en este ambiente considerado uno de los de mayor dinámica del suroeste español (Mayoral et al. 2010). La delimitación de los diferentes sistemas morfodinámicos y unidades asociadas y la valoración de los procesos que pueden interactuar con el registro arqueológico, aporta un importante componente al complejo entramado de factores que influyen es su visibilidad y preservación. Comprender esta dinámica, abre la posibilidad de comparaciones de estudios en diferentes entornos así como un recurso para planificar trabajos futuros.

Así mismo puede contribuir, junto con otros elementos de estudio, al análisis de zonas con una susceptibilidad variable de daño del registro arqueológico causado por procesos de la superficie, zonas más afectadas por los procesos recientes y aquellos en los que el registro de la superficie puede ser considerado más fiables.

REFERENCIAS

Chacón, J. 1982. El límite entre las zonas Centroibérica y Ossa-Morena al este de Tierra de Barros (SO del macizo Ibérico, Badajoz). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe 3, 163-181.

Delgado Quesada, M., Liñán, E, Pascual, E. y Pérez Lorente, F. 1977. Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central. Studia Geologica 12, 75-90.

Howard, A. J., Brown, A. G., Carey, C. J., Challis,K., Cooper L. P, Kincey, M. and Toms P. 2008: Archaeological resource modelling in temperate river valleys: a case study from the Trent Valley, UK. Antiquity 82, 1040-1054.

IGME. 2008 a. Mapa geológico de Don Benito. Hoja 778. Escala 1: 50000.

IGME. 2008 b. Mapa geológico de Miajadas. Hoja 753. Escala 1: 50000.

Mayoral, V., Borja, F., Borja, C., Martínez, J.A. y De Tena, M. T. (2010). The evolution of an agrarian landscape. Methodological proposals for the archaeological study of the alluvial plain of Medellin (Guadiana basin, Spain). Proceedings of the first international Landscape Archaeology Conference. Amsterdam, VU University Amsterdam

Ortega, J.A. (2007). Paleocrecidas, avenidas recientes e hidroclimatología en la cuenca media y baja del río Guadiana. Tesis doctoral. Servicio de Publicaciones de la UCM. 700 pp.

Ortega, J.A. y Garzón, G. (2008). La influencia de los embalses en la regulación de crecidas de alta frecuencia en el río Guadiana. En J. Benavente y F.J. Gracia (Eds): Trabajos de Geomorfología en España (2006-2008). Cádiz. Universidad de Cádiz. 385-388.

EL REGISTRO DE EVENTOS EXTREMOS EN LOS DEPÓSITOS LACUSTRES CUATERNARIOS DE LA PLAYA DE TABURIENTE (P.N. CALDERA DE TABURIENTE, LA PALMA) Y LA IMPORTANCIA DE SU CONSERVACIÓN

The record of extreme events in the Quaternary lacustrine deposits of the Playa de Taburiente reach (Caldera de Taburiente National Park, La Palma, Canary Islands, Spain) and the importance of their conservation

A. Díez-Herrero[1], M.A. Perucha[1], J. García-Oteyza[2], M.A. Rodríguez-Pascua[1], P.L. Mayer[3], M. Génova[4], J. Vegas[1], E. Baeza[1] y A. Salazar[1]

1 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid; andres.diez@igme.es
2 Master de Recursos Minerales y Riesgos Geológicos, Univ. de Barcelona-Univ. Autònoma de Barcelona
3 Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria
4 Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Forestal, Universidad Politécnica de Madrid

Abstract: The sequence of detrital deposits located in the reach known as Playa de Taburiente, on the right bank of the Taburiente gorge, La Palma, Canary Islands, Spain are described and interpreted. These deposits correspond to sedimentation in lacustrine-marsh environments with build-up of alluvial sediment with frequent flash-flood events supplying detrital material and vegetation debris; furthermore some possible seismic events caused slight alterations of the deposited materials. The initial dating for this deposit obtains an approximate age of 3,507 years BP, coherent with dating of other features nearby. On account of the scientific and didactic interest of this sequence of deposits and the extreme events it records, it should be conserved and protected from deterioration resulting from natural dynamics or anthropic activity.

Palabras clave: depósito lacustre, evento extremo, paleoavenida, paleoterremoto, La Palma
Key words: lacustrine deposit, extreme event, palaeoflood, palaeoearthquake, La Palma-Spain.

1. INTRODUCCIÓN

En el interior del Parque Nacional de la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias) se encuentra la denominada 'Playa de Taburiente', un amplio fondo de valle aluvial con forma de 'Y' en planta, resultado del depósito torrencial, a modo de cono elongado, en la confluencia de dos barrancos (Cantos de Turugumay y Verduras de Alfonso), para dar lugar al cauce efímero del también barranco de Taburiente.

En la margen derecha del cauce, gracias a un retroceso de más de 10 m en el escarpe del banco de orilla por migración lateral, después de la erosión por zapado producida tras dos eventos torrenciales ocurridos en el invierno 2012-2013, quedó al descubierto una secuencia de depósitos detríticos finos (arcillas, limos y arenas) infrayacentes en una aparente discordancia angular erosiva bajo los depósitos actuales del glacis-terraza torrencial de cantos y bloques (Figura 1).



Fig. 1. Vista general del nuevo afloramiento de sedimentos detríticos en la margen derecha del barranco de Taburiente.
Fig. 1. General view of the new outcrop of detrital sediments on the right bank of the Taburiente gorge.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

Durante la campaña de campo de julio de 2013, se procedió al levantamiento de la columna estratigráfica de estos depósitos, descripción de elementos fósiles y muestreo de macrorrestos vegetales para su estudio y datación por radiocarbono; esta última se ha realizado en el Laboratorio DirectAMS (código D-AMS 004605) y se ha calibrado con la aplicación Oxcal, de acuerdo a la curva IntCal13 (Reimer et al., 2013).

La toma de datos sedimentológicos se hizo por la clásica técnica de: reconocimiento de niveles, medida de espesores (potencias), toma de datos composicionales y texturales (granulometría, composición mineralógica, color Munsell…), identificación de estructuras sedimentarias y determinación de presencia de elementos reseñables (paleosuelos, bioturbaciones, etc.).

3. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

La secuencia, con más de 8 m de espesor en afloramiento (Figura 2), se ha interpretado como depósitos formados en un humedal ribereño, lacustre o palustre, con aportes de corrientes fluviales-torrenciales y de arroyada de las laderas. Dentro de la secuencia, llaman la atención varios niveles intercalados de concentración de restos vegetales (fragmentos de troncos y ramas, piñas, acículas e impresiones de hojas) a techo de secuencias con granoselección positiva y con estructuras características de aportes alóctonos, depositados durante eventos extremos de avenidas torrenciales (con rizaduras cabalgantes), que se repetirían periódicamente (Figura 3).

Los restos vegetales de mayor tamaño o interés han sido consolidados con Fluoline A (ex Fluomet A) al 15% en acetona, o con Mowital ® B 60 HH disuelto al 10% en etanol (Figuras 4 y 5); y en los fragmentos leñosos de mayores dimensiones (Figura 6) se han estudiado dendrocronológicamente las secuencias de anillos.

Igualmente en la secuencia, que está basculada unos 20º hacia el Oeste, se encuentran al menos dos niveles con estructuras decimétricas de deformación dúctil de las laminaciones, como convolutas (*convolute lamination*) o 'estructuras en champiñón' (*mushroom structures*; Figura 7). Estas estructuras tienen un gran potencial, al poder ser indicadoras de los efectos geológicos de paleoterremotos en la isla, pues permiten estimar los intervalos de magnitud de los mismos y su posible edad.

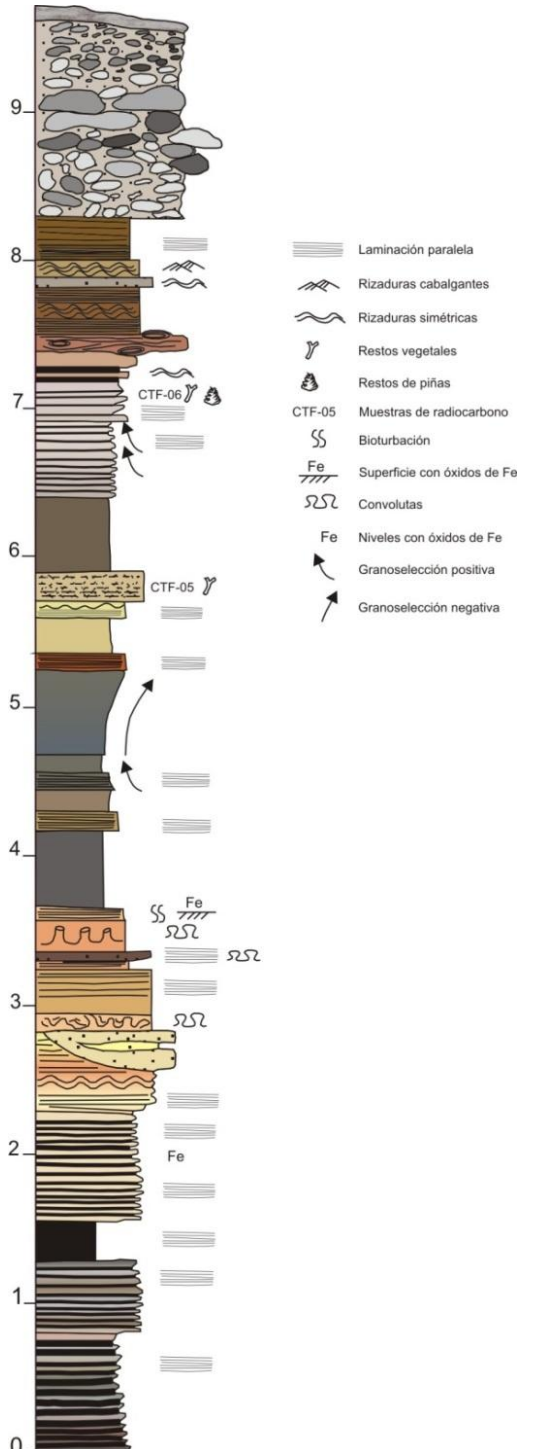


Fig. 2. Columna estratigráfica general representativa del afloramiento de la Playa de Taburiente.
Fig. 2. General stratigraphic column showing the Playa de Taburiente outcrop.



Fig. 3. Depósitos limo-arcillosos lacustres e intercalaciones arenosas aluviales con estructuras sedimentarias de corriente (rizaduras).
Fig. 3. Lacustrine silt-clay deposits and alluvial sand intercalations with sedimentary flow structures (ripple marks).



Fig. 4. Resto subfósil de una piña de *Pinus canariensis* consolidado sobre la matriz en la que estaba contenido.
Fig. 4. Sub-fossil remains of a Pinus canariensis pinecone consolidated on the mould which contained it.



Fig. 5. Impresiones de hojas de especie frondosa (posiblemente *Salix canariensis*) entre las láminas de limos arenosos de la secuencia del depósito.
Fig. 5. Impressions of broadleaf species leaves (possibly Salix canariensis) between the silt-sand laminae of the deposit sequence.

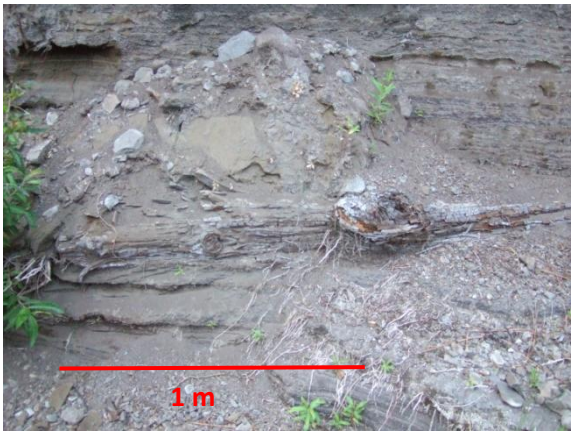


Fig. 6. Fragmento de tronco fósil de *Pinus canariensis* intercalado subhorizontalmente en la secuencia.
Fig. 6. Fragment of fossil Pinus canariensis trunk sub-horizontally intercalated in the sequence.



Fig. 7. Estructuras de deformación dúctil de las laminaciones, conocidas como 'estructuras en champiñón'.
Fig. 7. Ductile deformation lamination structures, also known as 'mushroom structures'.

Los resultados de la única datación de los restos de la columna disponible hasta el momento ofrecen una edad radiocarbónica de 3.269 años BP con error de 1σ de ± 27; que tiene una edad calibrada con el 95% de probabilidad de 3.507 años Cal BP (rango entre 3.569 y 3.446 años cal BP).

Con esta sucesión y a partir de hipótesis evolutivas para este entorno durante el Cuaternario (Vegas et al., 1999), se ha reconstruido la secuencia evolutiva simplificada que aparece en la Figura 8.

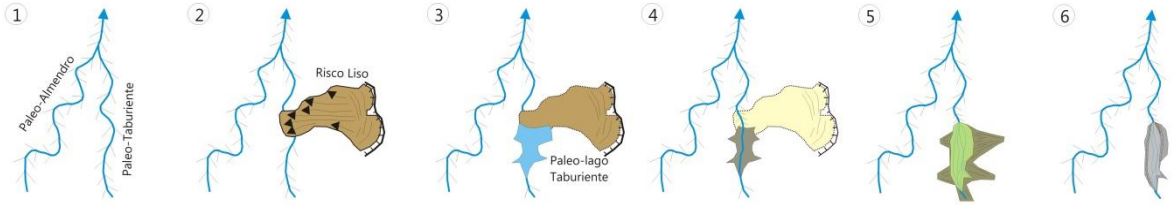


Fig. 8. Secuencia evolutiva de la interpretación sedimentológica sobre la génesis del depósito.
Fig. 8. Evolutionary sequence of the sedimentological interpretation about the deposit genesis.

4. DISCUSIÓN

El registro sedimentario y su interpretación genética y evolutiva son aún preliminares, ya que las condiciones del afloramiento, debido a la forma y alcance de la erosión en el escarpe del banco de orilla, no facilitan su estudio completo.

La única edad disponible, con 3.507 años cal BP, es congruente y correlacionable con otras dataciones de radiocarbono realizadas en restos de madera subfósiles, localizados aguas arriba y abajo en el relleno aluvial-coluvial de este mismo barranco y sus afluentes (Rubiales et al., *in press*). Parece que, durante el episodio Subboreal del Holoceno, se produjo en la Caldera de Taburiente una importante dinámica torrencial-aluvial, con acumulación de amplios depósitos sedimentarios y restos vegetales, junto con actividad sísmica probablemente asociada al vulcanismo, puesto que estos sedimentos lacustres son coetáneos con las erupciones prehistóricas del volcán San Antonio, al sur de la dorsal de Cumbre Vieja (Carracedo et al., 1999; Guillou et al., 2001).

Por todo lo anteriormente descrito, que denota su valor científico, esta secuencia de depósitos lacustres-palustres debería ser protegida y preservada de posibles amenazas. Por ejemplo, las amenazas antrópicas debidas a los visitantes del Parque Nacional (riesgo de expolio por recolección incontrolada de restos fósiles, extracción de arcillas por sus supuestas propiedades dermatológicas, etc.). Esta necesidad de protección se asocia no solo al contenido en restos fósiles singulares (troncos y piñas de *Pinus canariensis*, impresiones de hojas de *Salix canariensis*...), sino también por conservar el registro sedimentario de paleoeventos extremos de avenidas torrenciales y terremotos, cuyo estudio y comparación con la dinámica actual, puede servir para mejorar los análisis de peligrosidad y la prevención de riesgos en la isla de La Palma.

Agradecimientos

Agradecer la colaboración del personal del Parque Nacional de la Caldera de Taburiente (Gobierno de Canarias), a su Director (A. Palomares), los técnicos, agentes de medio ambiente (en especial a J.H. Lorenzo), guardas y vigilantes (en especial a D. Ezequiel Alfonso); también al personal de TRAGSA que realiza tareas de mantenimiento. Esta investigación ha sido financiada por el proyecto IDEA-GesPPNN (MAGRAMA, OAPN 163/2010); la datación ha sido costeada por el proyecto "Actualización - Cuaternario" (ACQUE-2264), financiado por el IGME con cargo a su presupuesto.

REFERENCIAS

Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H., Gravestock, P. 1999. Later stages of the volcanic and structural evolution of La Palma, Canary Islands: The Cumbre Nueva giant collapse and the Cumbre Vieja volcano. Geological Society of America Bulletin 111, 755-768.

Guillou, H.; Carracedo, J.C., Duncan, R. 2001. K/Ar, $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages and magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama lava sequences from La Palma Island. Journal of Volcanology and Geothermal Research 106, 175-194.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W. et al. 2013. INTCAL13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years CAL BP. Radiocarbon 55, 1869-1887.

Rubiales, J.M., Díez-Herrero, A., Génova, M., Ballesteros, J., de Nascimento, L., Fernández-Palacios, J.M. *in press*. Late Holocene wood remains from alluvial/colluvial deposits in the Caldera de Taburiente National Park (La Palma, Canary Islands). En Fernández-Palacios, J.M., de Nascimento, L., Hernández, J.C., Clemente, S., González, A., Díaz-González, J.P. (Eds.): Climate Change perspectives from the Atlantic: past, present and future. Universidad de La Laguna, Tenerife, 233-247.

Vegas, J., Marfil, R., Hernández Pacheco, A. 1999. Los depósitos volcanoclásticos de la Isla de la Palma (Canarias): su relación con la evolución de las Calderas de Taburiente y Cumbre Nueva. Boletín Geológico y Minero 110, 15–38.

EL ANÁLISIS DE RIESGO DE INUNDACIONES EN EL PLAN DE ACTUACIÓN LOCAL DE PROTECCIÓN CIVIL DE NAVALUENGA (ÁVILA)

Flood risk analysis in the local Civil Protection Plan for Navaluenga village (Avila, Central Spain)

A. Díez-Herrero[1], L. Fernández[2], J.M. Bodoque[3], J.A. Ballesteros[4], V. Ruiz-Villanueva[4], M. Sánchez-Silva[5] y F. García[6]

1 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid; andres.diez@igme.es
2 Exalumna de la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM, en prácticas profesionales en el IGME
3 Facultad de Ciencias Ambientales y Bioquímica, Universidad de Castilla-La Mancha (Toledo)
4 Instituto de Ciencias Geológicas, Universidad de Berna (Suiza)
5 Universidad de Los Andes, Bogotá (Colombia)
6 Protección Civil, Delegación Territorial de la Junta de Castilla y León en Ávila

Abstract: The new local Civil Protection flood risk action plan in Navaluenga (Ávila, Central Spain) is based on a flash-flood and flooding risk analysis which is the outcome of over 20 years of scientific and technical research in this area. In this complete flood risk analysis geomorphological aspects are of major importance, including the simple use of morphometric aspects to estimate the parameters used in the hydrological and hydraulic models and calculations; the use of dynamic aspects related to the transport and role of solid load (bedload and in floating) or of dendrogeomorphological data sources to calibrate the hydraulic features and the inclusion of past events in the flood frequency analysis. The result is a plan strongly based on scientific and technical features which can also be used in emergencies, and as a preventive measure in land-use planning.

Palabras clave: protección civil, plan local, inundación, riesgo social, Navaluenga
Key words: civil protection, local plan, flood, social risk, Navaluenga-Spain

1. INTRODUCCIÓN

Desde la aprobación y publicación en 1995 de la Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo de Inundaciones, el desarrollo y aprobación de los Planes de Actuación de Ámbito Local ha sido en general escaso y muy dispar según la comunidad autónoma de la que se trate (Álvarez y Leo, 2006). Igualmente el análisis de riesgo de inundación, que debería ser la pieza clave de estos planes (apartado 2.2 de la Resolución), ha tenido un desarrollo desigual en los pocos planes locales aprobados, tanto en su alcance y contenidos, como en las metodologías empleadas en el estudio de la peligrosidad y zonación del riesgo.

Esta comunicación presenta los contenidos del análisis de riesgo incorporado al plan de protección civil de actuación de ámbito local ante el riesgo de inundaciones del municipio de Navaluenga (figura 1; Ávila, Castilla y León), con especial hincapié en los aspectos geomorfológicos y su repercusión en la zonación del riesgo.

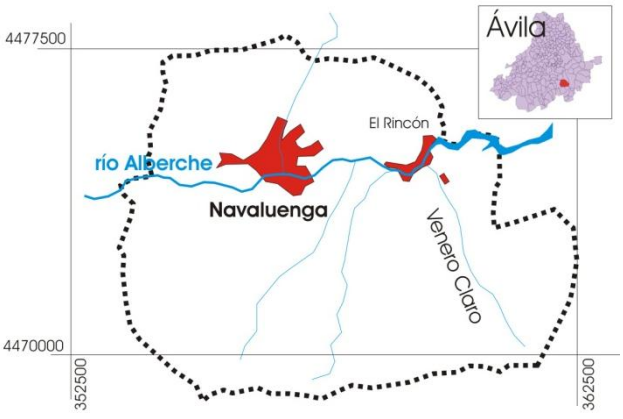


Fig. 1. Mapa de situación del municipio abulense de Navaluenga, en el valle alto-medio del río Alberche.
Fig. 1. Map showing the location of the village of Navaluenga (Avila) in the upper-middle reach of the Alberche river valley.

2. LOS ANÁLISIS DE RIESGO POR INUNDACIONES EN NAVALUENGA

Los estudios de la peligrosidad y el riesgo de inundación en Navaluenga comenzaron a mediados de la década de 1990, con análisis de las zonas inundables empleando metodologías clásicas hidrológico-hidráulicas, histórico-documentales y geomorfológicas (Díez y Sanz, 1997 y 1998). Ya en ese momento se obtuvieron unas primeras cartografías de inundabilidad, isobatas, puntos conflictivos durante la inundación, procesos geomorfológicos asociados a la inundación y riesgo preliminar (Díez-Herrero, 2001-2003 y 2002). Igualmente se aplicaron herramientas SIG combinadas con los resultados de los estudios hidrológico-hidráulicos, para el cálculo automático de rutas óptimas de evacuación de la población en riesgo desde los lugares de máxima concentración de elementos expuestos y vulnerables, hasta los lugares de evacuación y atención sanitaria (Díez y Pérez, 2003).

La primera década del siglo XXI centró los análisis en la peligrosidad y riesgo en otro sector del término municipal, Venero Claro, donde se ubica una colonia infantil de vacaciones, explotaciones ganaderas y diversas urbanizaciones con instalaciones de turismo rural (Ruiz-Villanueva et al., 2011 y 2013). Aquí los modelos hidrometeorológicos semidistribuidos y la modelación hidráulica bidimensional permitieron delimitar también las zonas inundables en las inmediaciones de los elementos en riesgo, resaltando el papel de la carga sólida flotante transportada (troncos, ramas, etc.) en el incremento de la peligrosidad en estrechamientos del cauce y obras de paso (puentes). Esta cuenca torrencial se monitorizó con instrumental hidro-meteorológico (7 pluviómetros, 2 limnímetros, un radar meteorológico portátil banda X…), que puede ser igualmente utilizado como complemento de los sistemas de previsión meteorológica e hidrológica oficiales (AEMET y SAIH).

Finalmente, en los últimos años, los estudios han vuelto a centrarse en el núcleo urbano de Navaluenga, con complejos análisis del riesgo de inundaciones combinando modelación hidrometeorológica calibrada y la definición de escenarios de inundación, con establecimiento de curvas calado-daño (Ballesteros et al., 2011a y b). De esta forma se han estimado las pérdidas económicas esperables y sus incertidumbres, y se ha ensayado el efecto de diferentes combinaciones de medidas preventivas estructurales (presas, tanques de tormenta, diques de corrección hidrológico-forestal, etc.) para en un análisis coste-beneficio, determinar las medidas óptimas en la reducción del riesgo (Ballesteros et al., 2013a y b).

2.1. Aspectos geomorfológicos en los análisis de peligrosidad

Prácticamente en todas las fases y análisis realizados para la evaluación de la peligrosidad se han utilizado fuentes de datos y metodologías geomorfológicas, bien sea para la delimitación o estimación de parámetros, o bien para la calibración y validación de resultados. La propia definición de la tipología de inundaciones usó, en la delimitación de las áreas inundables por ‘precipitación in situ’, el análisis morfométrico de MDEs con SIG, lo que permitió cartografiar automáticamente las zonas llanas o endorreicas. Especialmente útil fueron las cartografías geomorfológicas y de procesos activos en la caracterización y localización espacial de los denominados “fenómenos geológicos asociados a la inundación”, como erosión y zapado de bancos de orilla, áreas de incisión o sedimentación preferente, zonas susceptibles de sufrir sufusión o *piping*, desencadenamiento de movimientos de ladera, expansividad de arcillas, etc. Finalmente, muchos de los parámetros necesarios en los modelos numéricos de transformación hidro-meteorológica de la precipitación en escorrentía, parten de medidas morfométricas como el área de la cuenca, la pendiente y longitud del canal principal (tiempos característicos) o la pendiente media de las laderas (número de curva). Del mismo modo, en los modelos hidráulicos e hidrodinámicos, se ha tenido en cuenta la capacidad geomorfológica de producción de sedimentos de la cuenca por movimientos de ladera en cabecera, y cómo ello puede condicionar la peligrosidad del flujo por su carga detrítica de fondo o carga leñosa en flotación.

Por último, también se utilizaron aspectos dendrogeomorfológicos en la calibración del modelo hidráulico bidimensional en Navaluenga, e incorporación de eventos pasados al análisis estadístico de caudales (Ballesteros et al., 2011a, b, 2013a y b).

3. INCORPORACIÓN DEL ANÁLISIS AL PLAN LOCAL DE PROTECCIÓN CIVIL

Los resultados y conclusiones de todos estos estudios, llevados a cabo en los últimos 20 años, se han incorporado al documento del borrador del plan de protección civil ante el riesgo de inundaciones de Navaluenga, que recientemente ha sido aprobado en pleno por el ayuntamiento y presentado para su homologación a la comisión autonómica de protección civil; quien lo resolverá previsiblemente en la primera mitad de 2014. Posteriormente habrá que proceder a su implantación y a la realización de campañas informativas entre la población y los agentes responsables durante las emergencias, incluyendo simulacros, charlas y ejercicios de coordinación.

Conviene destacar que así como en otros planes de actuación de ámbito local los aspectos científico-técnicos quedan relegados frente a los aspectos jurídico-administrativos, en el borrador de este plan se han mantenido numerosos elementos del riesgo y la peligrosidad; incluso algunos innecesarios para actuación de emergencias, pero sí con claro carácter preventivo, como el análisis coste-beneficio de las diferentes medidas de mitigación del riesgo. Con ello, y tal y como reza el acuerdo segundo de la Directriz Básica, el Ayuntamiento de Navaluenga y la administración autonómica (como órganos competentes) cuentan con una herramienta que ha de ser tenida en cuenta en la normativa de planificación del territorio y los usos del suelo.

4. PLANTEAMIENTO DE FUTURO Y CONCLUSIONES

El Plan de actuación de ámbito local y el análisis de riesgo de inundaciones que lo sustenta, como bien señala el propio plan autonómico (InunCyL) y la Directriz Básica, precisan de actualización periódica de los contenidos y alcance. Estas actualizaciones tienen que venir marcadas por las mejoras que se produzcan en conocimiento de la dinámica natural, los cambios de uso y ocupación del suelo con influencia en la peligrosidad y las variaciones en la exposición y vulnerabilidad social. Sería conveniente que, al menos con una periodicidad entre 5 y 10 años, se procediera a una revisión de la necesidad de actualización.

Igualmente, de cara al futuro, convendría explorar la realización de un protocolo para la utilización combinada de los sistemas convencionales de alertas y avisos (AEMET, SAIH Tajo, básicamente), con el instrumental hidrometeorológico de la cuenca piloto de Venero Claro, que podría utilizarse con carácter predictivo ante situaciones de riesgo.

De hecho, ya han comenzado las conversaciones entre el Ayuntamiento de Navaluenga y los gestores del radar meteorológico en banda X (UCLM; figura 2), para el acceso conjunto a las imágenes capturadas durante periodos de intensas precipitaciones (radio de unos 50 km); así como la recepción de los datos en tiempo real de la estación meteorológica completa situada en posición central en el término municipal de Navaluenga.



Fig. 2. Antena del radar meteorológico portátil en banda X sobre el mástil, utilizable como medida predictiva del riesgo de inundaciones.
Fig. 2. Portable X-band weather radar antenna on its mast, for use as a predictive measure.

A modo de conclusión, se podría afirmar que los análisis de riesgo de inundaciones incorporados al plan de actuación local de protección civil ante el riesgo de inundaciones de Navaluenga, tienen una fuerte componente geomorfológica, fundamentalmente en la definición de la tipología de inundaciones y la

evaluación de la peligrosidad. La fuerte carga científico-técnica que se ha dado a este plan hará que los gestores del riesgo (Ayuntamiento y comunidad autónoma) tengan una potente herramienta para la actuación en situaciones de emergencia y para la planificación del territorio.

Agradecimientos

Estos estudios están financiados por el Instituto Geológico y Minero de España a través de los proyectos MAS Dendro-Avenidas (MINECO, CGL2010-19274; Plan Nacional de I+D+i, www.dendro-avenidas.es) y MIDHATO-Venero (IGME 2013/2313).

Los autores agradecen la colaboración de: Junta de Castilla y León, Delegación Territorial de Ávila, Sección de Protección Civil y a los agentes medioambientales José Luis Galán y José Luis Martín; al Ayuntamiento de Navaluenga (Sergio Risco, Armando García y Mª Encina García); a la Agrupación Municipal de Voluntarios de Protección Civil de Navaluenga, y en especial a David Meneses; la Fundación Caja Ávila (Laura Marcos), y especialmente al personal de la Colonia Venero Claro (Carlos Carrera, Mario y Carmen); Confederación Hidrográfica del Tajo; Asocio de Ávila; Florencio Villarejo y Vitoria, los anteriores guardeses de la Colonia de Venero Claro; y al topógrafo Ignacio Gutiérrez (Ferrovial-Agromán U.S.).

REFERENCIAS

Álvarez, A. y Leo, E. 1996. Utilización de la cartografía de peligrosidad de inundaciones e los planes de Protección Civil. En: Díez-Herrero, A., Laín, L., Llorente, M. (Eds.): Mapas de peligrosidad de avenidas e inundaciones. Métodos, experiencias y aplicación. Publicaciones del IGME, Riesgos Geológicos 7, Madrid, 203-218.

Ballesteros, J.A., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Sánchez, M., Nieto, A. 2011a. Implementación de nuevas técnicas para la gestión de los riesgos por avenidas e inundaciones: Navaluenga (España). VII Congreso Ibérico sobre Gestión y Planificación del Agua, Fundación Nueva Cultura del Agua, Zaragoza, 7 pp.

Ballesteros, J.A., Sanchez-Silva, M., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A. 2011b. An example of integrated approach to flood risk management: the case of Navaluenga (Central Spain). Geophysical Research Abstracts 13, EGU2011-6528.

Ballesteros Canovas, J.A., Sanchez-Silva, M., Bodoque, J.M., Diez-Herrero, A. 2013a. Including tree ring data in a flood risk analysis: the case of Navaluenga (Centra Spain). Second American Dendrochronology Conference, Book of Abstracts, p. 13.

Ballesteros-Cánovas, J.A., Sanchez-Silva, M., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A. 2013b. An example of integrated approach to flood risk management: the case of Navaluenga (Central Spain). Water Resources Management 27 (8), 3051-3069.

Díez Herrero, A. 2001-2003. Geomorfología e Hidrología fluvial del río Alberche. Modelos y SIG para la gestión de riberas. Serie Tesis Doctorales nº 2, Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 587 pp.

Díez Herrero, A. 2002. Análisis del riesgo de inundación y Protección Civil. En: F.J. Ayala-Carcedo y J. Olcina Cantos (Coords.): Riesgos Naturales. Editorial Ariel, Barcelona, 1013-1020.

Díez, A. y Pérez, J.A. 2003. Los SIGs en el Plan de Protección Civil de Ámbito Local ante el riesgo de inundaciones de Navaluenga (Ávila, España). Seminario Euromediterráneo sobre Nuevas Tecnologías Aplicadas a la Gestión de Desastres, Dirección Gral. de Protección Civil, 11 pp.

Díez, A. y Sanz, M.A. 1997. Análisis del riesgo de inundaciones en Navaluenga (Ávila): uso combinado de modelos y sistemas de información geográfica. I Seminario Iberoamericano sobre Nuevas Tecnologías y Gestión de Catástrofes, Dirección General de Protección Civil.

Díez, A. y Sanz, M.A. 1998. Análisis de la inundabilidad de Navaluenga (Ávila, Castilla y León). En: Gómez, A. y Salvador, F. (Eds.): Investigaciones recientes de la Geomorfología española, Universitat de Barcelona y S.E.G., Barcelona, 593-602.

Ruiz-Villanueva, V., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Calvo, C.M. 2011. Triggering threshold precipitation and soil hydrological characteristics of shallow landslides in granitic landscapes. Geomorphology 133, 178-189.

Ruiz-Villanueva, V., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Eguibar, M.A., Pardo-Igúzquiza, E. 2013. Reconstruction of a flash flood with large wood transport and its influence on hazard patterns in an ungauged mountain basin. Hydrological Processes 27, 3424–3437.

Marco normativo:

- Resolución de 31 de enero de 1995, por la que se aprueba la Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo de Inundaciones. BOE, 14 de febrero de 1995.
- Plan de Protección Civil ante el Riesgo de Inundaciones en la Comunidad Autónoma de Castilla y León (InunCyL), aprobado el 19 de febrero de 2010 y publicado el 3 de marzo de 2010.

LA CUENCA PILOTO INSTRUMENTADA DE VENERO CLARO Y LA PLATAFORMA DE DISTRIBUCIÓN PÚBLICA DE DATOS HIDROLÓGICOS

The Venero Claro monitored basin and web page for public distribution of hydrological data

A. Díez-Herrero[1], J.M. Bodoque[2], V. Ruiz-Villanueva[3], J.A. Ballesteros[3], E. Pardo Iguzquiza[1], C. Guardiola-Albert[1], L. Lain[1], F. Pérez-Cerdán[1], M.J. Mancebo[1], M.E. Lozano[1], M. Llorente[1], M.A. Perucha[1], M. Hernández[1], F.J. Tapiador[2], J.A. Fernández[4], L. de Salas[4], F. Gallart[5], F. Olivera[6], J. Garrote[1] y C. Rivero[7]

1 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid; andres.diez@igme.es
2 Facultad de Ciencias Ambientales y Bioquímica, Universidad de Castilla-La Mancha (Toledo)
3 Instituto de Ciencias Geológicas, Universidad de Berna (Suiza)
4 Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Forestal, Universidad Politécnica de Madrid
5 Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua, CSIC (Barcelona)
6 Texas A& M University, College Station (Texas, EE.UU.)
7 Máster Universitario en Meteorología y Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas, U. Complutense de Madrid

Abstract: The Venero Claro basin (Sierra de Gredos, Navaluenga, Ávila, Central Spain) is characterized by torrential behaviour, with flash floods, hyperconcentrated flows and debris flows occurring periodically. Since 2004, after the major known flood in 1997, a very dense hydrological network was installed within the catchment. All the data recorded during these ten years (stream discharges, rainfall, soil moisture, detailed topography, geophysics and dendrogeomorphology) are now available to the international scientific community on a new web site (http://veneroclaro.dendro-avenidas.es). This initiative enables others to use the collected data for calibration and validation of new hydrological methods and models. This paper provides a detailed description of the catchment, the network and the available data. The diffusion of this type of information (not normally available in Spain) is of significant interest to the technical and scientific community in the area of geomorphological and hydrological processes and hazard analyses.

Palabras clave: procesos hidrológicos, pluviómetro, limnímetro, Venero Claro, Sierra de Gredos
Key words: hydrological processes, rain gauge, limnimeter, Venero Claro, Sierra de Gredos-Spain

1. INTRODUCCIÓN

La cuenca hidrográfica del arroyo Cabrera, afluente del río Alberche por su margen derecha (Cuenca del Tajo), está situada en la vertiente septentrional de la Sierra del Valle (Sierra de Gredos oriental), en el sector suroriental de la provincia de Ávila (término municipal de Navaluenga).

Con una extensión de 15,5 km^2, se desarrolla entre los 1923 m s.n.m. de la culminación de la divisoria y los 735 m s.n.m. de la desembocadura al río Alberche, con una longitud del río principal de tan solo 5 km, por lo que la pendiente media es del 20% (figura 1). Esta cuenca y los arroyos que la drenan tienen una activa dinámica fluvial-torrencial con eventos frecuentes de avenidas torrenciales y avenidas de derrubios, y movimientos de ladera (desprendimientos, deslizamientos, flujos de derrubios). A raíz del último evento torrencial de elevada magnitud, ocurrido en diciembre de 1997 (Díez Herrero, 2001-2003; Bodoque, 2006; Bodoque et al., 2006; Ruiz-Villanueva et al., 2011), se decidió instrumentar la cuenca desde el punto de vista hidrológico y meteorológico.

Con motivo del décimo aniversario de la instrumentación de la cuenca, esta comunicación hace un balance de la red instrumental instalada y el análisis y distribución pública de sus datos, con sus aportaciones y limitaciones.

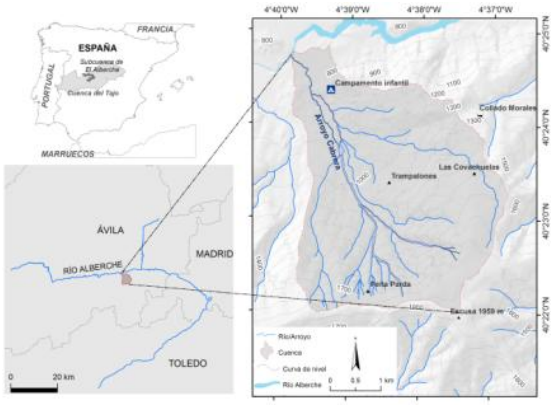


Fig. 1. Mapas de situación de la cuenca piloto de Venero Claro en el marco de la provincia de Ávila, dentro de la cuenca alta-media del río Alberche.

Fig. 1. Location of the de Venero Claro pilot basin in the province of Avila (left) and the upper-middle reach of the Alberche river basin (right).

2. LA RED INSTRUMENTAL DE VENERO CLARO Y EL ANÁLISIS DE SUS DATOS

2.1. La red instrumental de Venero Claro

Tras el evento de 1997 se comenzó a estudiar la cuenca de Venero Claro desde diferentes puntos de vista: geomorfológico, hidrológico, hidráulico y sedimentológico, porque podría ser representativa de otras cuencas de la Sierra del Valle y en conjunto de la Sierra de Gredos y el Sistema Central. Por ello, desde el año 2003-2004 se comenzó a diseñar una instrumentación hidrológica (figura 2), inicialmente con tres pluviómetros y un limnígrafo (Colonia). Posteriormente, la red se completó con otros tres pluviómetros, otro limnígrafo y un dispositivo TDR para la medida de la humedad del suelo, con tres sensores a diferentes profundidades. Además, se han realizado: diversos levantamientos topográficos, tanto con técnicas convencionales, estación total y GPS diferencial, como con láser escáner terrestre; estudios geofísicos con sísmica de refracción; análisis de mecánica de suelos; estudios dendrogeomorfológicos; cartografías temáticas, etc. Finalmente, desde septiembre de 2012 se ha instalado un radar meteorológico portátil banda X RainScanner de alta resolución espacial (decamétrico; figura 3); y, junto a él, una estación meteorológica completa con transmisión de datos por GPRS vía telefónica.

Esta instrumentación convierte a la cuenca de Venero Claro, con sus 15,5 km², en una de las zonas piloto más densamente instrumentadas hidrológica y meteorológicamente de España.

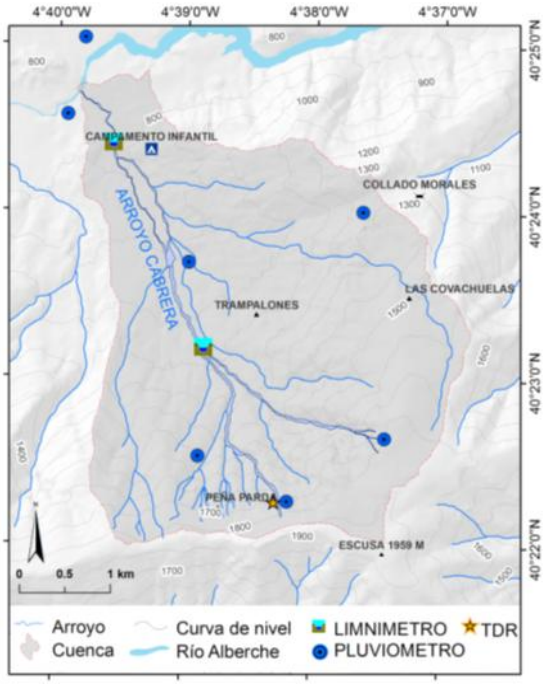


Fig. 2. Mapa de situación de los principales elementos de la red instrumental instalada en la cuenca piloto de Venero Claro.

Fig. 2. Setting up the main elements of the monitoring network in the Venero Claro pilot basin.



Fig. 3. Antena del radar meteorológico portátil en banda X sobre el mástil, con la cuenca piloto al fondo.

Fig. 3. Antenna of the portable weather X-band radar at the top of the mast, with the pilot basin in the background.

2.2. Los análisis y tratamiento de los datos

A lo largo de estos últimos diez años se han llevado a cabo diversos análisis y tratamientos de la información obtenida: modelos precipitación-aportación semidistribuidos para eventos de avenida (HEC-GeoHMS; Bodoque, 2006; Ruiz-Villanueva, 2008), modelos hidráulicos uni- y bidimensionales (crítico,

HEC-GeoRAS, MIKE-FLOOD; Bodoque et al., 2011; Ballesteros et al., 2011), determinación de umbrales de desencadenamiento de movimientos de ladera (Ruiz-Villanueva, 2008; Ruiz-Villanueva et al., 2011), etc.
Adicionalmente, se están intensificando los análisis hidrológicos en el último año con: ajuste de funciones de distribución de frecuencia de valores extremos a precipitaciones y caudales, y regionalización de parámetros de lluvia (Pareto generalizada), análisis geoestadísticos de los datos de precipitación (SGEMS), cálculo de curvas IDF específicas, transformación de reflectividad radar a intensidades precipitación empleando geoestadística, modelización de la carga sólida en flotación y la peligrosidad asociada (Woody Iber; Ruiz-Villanueva et al., 2013 y 2014), incluso análisis isotópicos en aguas de precipitación y madera (Ferrio et al., en revisión), etc.

3. PLATAFORMA DE DISTRIBUCIÓN PÚBLICA DE LOS DATOS

3.1. Página web y política de distribución

Dado que tanto la adquisición de la instrumentación, como su instalación y mantenimiento se han llevado a cabo con fondos públicos, de proyectos de investigación, financiados por diversas administraciones públicas nacionales y autonómicas, los responsables actuales de la red instrumental consideran que los datos brutos obtenidos deben ser también públicos, y estar a disposición de cuantos ciudadanos (investigadores o no) puedan estar interesados en consultarlos, bien sea para su utilización en investigación científica (modelación hidrológica, investigación microclimática, etc.), o bien como mera curiosidad (precipitación en la zona, caudales del río, etc.).
Por ello, en diciembre de 2011 se creó un subdominio en la web del proyecto MAS Dendro-Avenidas (http://veneroclaro.dendro-avenidas.es) y se diseñó y publicó con WordPress una nueva página web que contuviera tanto la información general sobre la cuenca piloto (características, evento de 1997, proyectos, bibliografía, etc.; figura 4), como el acceso gratuito a los datos. Entre los menús de esta página web se encuentra un formulario de 'Acceso a los datos' desde el que se facilitarán las claves para consultar o descargar todos los ficheros de datos recogidos por el instrumental desde el año 2004 hasta la actualidad.

3.2. Resultados de utilización y consulta

Tan sólo en el primer mes de funcionamiento (diciembre 2011-enero 2012) de la web, más de 530 personas consultaron la misma (Díez-Herrero et al., 2012), que en estos dos años se han convertido en 2379 visitas (6168 páginas vistas). Desde entonces hasta ahora se han dado de alta como usuarios 53 investigadores de procedencia diversa, en su mayoría de universidades, empresas y organismos públicos españoles (CC.HH., agencias autonómicas del agua, etc.), pero también de centros de Suiza, Argentina, Brasil, México, Colombia, Venezuela y Perú.



Fig. 4. Pantalla principal introductoria de la página web del subdominio donde está contenida la información de la zona piloto de Venero Claro.
Fig. 4. Webpage introductory main screen with the subdomain where the Venero Claro information is stored.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se espera que, con esta iniciativa, los datos y la cuenca piloto de Venero Claro se conviertan en un estándar para la calibración y validación de modelos hidrológicos que los investigadores y desarrolladores puedan utilizar para comparar sus aplicaciones informáticas y propuestas metodológicas. También se pretende que sea un ejemplo para impulsar en España la libre difusión de la información recopilada y obtenida con fondos públicos, algo habitual en otros países. De esta forma se garantizará, de alguna manera, la amortización de las cuantiosas inversiones económicas y de recursos humanos que requieren su implantación y mantenimiento.
La descarga y análisis de los datos distribuidos a través de la página Web, ha revelado ciertos

problemas relacionados con la consistencia y validez de éstos y con sus formatos de distribución. Se han detectado valores de caudales anormalmente altos respecto a las precipitaciones correspondientes, que requerirán revisión de los valores o de las curvas de gasto. Con relación a los formatos hay que señalar que muchas veces están vinculados a aplicaciones comerciales de uso restringido (p.e. BoxCar), y deben ser previamente transformados a formatos estandarizados (ASCII) o comerciales de amplia distribución (MS Office). El origen de los datos está asociado a éstos, lo que permite evaluar su calidad e idoneidad en función del uso al que se destinen. Los gestores de la red entienden que su uso indebido les exime de cualquier responsabilidad.

Agradecimientos

Estos estudios están financiados por el Instituto Geológico y Minero de España a través de los proyectos MAS Dendro-Avenidas (MINECO, CGL2010-19274; Plan Nacional de I+D+i, www.dendro-avenidas.es) y MIDHATO-Venero (IGME 2013/2313). Además han colaborado los proyectos: CGL2010-20787-C02-01, CGL2010-20787-C02-02, PPII10-0162-5543 y UNCM08-1E-086. Los autores agradecen la colaboración de: la Junta de Castilla y León (Consejería de Fomento y Medio Ambiente), especialmente a la Delegación Territorial de Ávila y a los agentes medioambientales José Luis Galán y José Luis Martín; a la Fundación Caja Ávila (Laura Marcos), y especialmente al personal de la Colonia Venero Claro (Carlos Carrera, Mario y Carmen); al Ayuntamiento de Navaluenga (Sergio Risco y Armando García); Confederación Hidrográfica del Taj;, Asocio de Ávila; Geofísica Consultores; Laboratorios IGME; Valverde SIG; Florencio Villarejo y Vitoria, los anteriores guardeses de la Colonia de Venero Claro; y al topógrafo Ignacio Gutiérrez (Ferrovial-Agromán U.S.).

REFERENCIAS

Ballesteros Cánovas, J.A., Eguibar, M.A., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Stoffel, M., Gutiérrez-Pérez, I. 2011. Estimating flash flood discharge in an ungauged mountain catchment with 2D hydraulic models and dendrogeomorphic paleostage indicators. Hydrological Processes 25, 970–979.

Bodoque del Pozo, J.M. 2006. Ensayos metodológicos para la cuantificación de procesos geomorfológicos activos asociados a la hidrología de superficie en las Sierras de Guadarrama y Gredos. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid.

Bodoque, J.M., Díez, A., De Pedraza, J., Martín, J.F. y Olivera, F. 2006. Estimación de la carga sólida en avenidas de derrubios mediante modelos geomecánicos, hidrológicos e hidráulicos combinados: Venero Claro (Ávila). En: Pérez Alberti, A. y López Bedoya, J. (Eds.): Geomorfología y territorio. Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología, Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 483-495.

Bodoque, J.M., Eguibar, M.A., Díez-Herrero, A., Gutiérrez-Pérez, I., Ruiz-Villanueva, V. 2011. Can the discharge of a hyperconcentrated flow be estimated from paleoflood evidence? Water Resources Research 47, W12535: 1-14.

Díez Herrero, A. 2001-2003. Geomorfología e Hidrología fluvial del río Alberche. Modelos y SIG para la gestión de riberas. Serie Tesis Doctorales nº 2, Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 587 pp.

Díez-Herrero, A., Bodoque, J.M., Ruiz-Villanueva, V., Gutiérrez-Pérez, I., Ballesteros, J.A. 2012. La cuenca piloto de Venero Claro y su nueva web de distribución pública de datos hidrometeorológicos. Geo-Temas 13, 430 (1-4).

Ferrio, J.P., Díez-Herrero, A., Tarrés, D., Ballesteros-Cánovas, J.A., Aguilera, M., Bodoque, J.M. (en revisión). Using tree-ring oxygen-stable isotopes to study the origin of past flood events: first results from the Iberian Peninsula. Quaternaire.

Ruiz Villanueva, V. 2008. Análisis del desencadenamiento de corrientes hiper-concentradas y su relación con movimientos de ladera en Venero Claro (Sierra Oriental de Gredos). Trabajo de Investigación para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados, Facultad de CC. Geológicas, Univ. Complutense de Madrid.

Ruiz-Villanueva, V., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Calvo, C.M. 2011. Triggering threshold precipitation and soil hydrological characteristics of shallow landslides in granitic landscapes. Geomorphology 133, 178-189.

Ruiz-Villanueva, V., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Eguibar, M.A., Pardo-Igúzquiza, E. 2013. Reconstruction of a flash flood with large wood transport and its influence on hazard patterns in an ungauged mountain basin. Hydrological Processes 27, 3424–3437.

Ruiz-Villanueva, V., Bladé-Castellet, E., Díez-Herrero, A., Bodoque, J.M.,; Sánchez-Juny, M. (2014). Two dimensional modelling of large wood transport during flash floods. Earth Surface Processes and Landforms 39 (4), 438-449.

ANÁLISIS DENDROGEOMORFOLÓGICO DE LAS INUNDACIONES RECIENTES EN PAJARES DE PEDRAZA (ARAHUETES, SEGOVIA)

Dendrogeomorphological analysis of the recent floods in the village of Pajares de Pedraza (Segovia, Central Spain)

M. González[1], M. Génova[2], T. Bardají[1], A. Díez-Herrero[3], J.A. Ballesteros[4] y J.M. Bodoque[5]

1 U.D. Geología, Departamento de Geografía y Geología, Edificio de Ciencias, Campus Externo, Universidad de Alcalá, 28871, Alcalá de Henares (Madrid); teresa.bardaji@uah.es
2 Escuela de Ingenieros Técnicos Forestales, Universidad Politécnica de Madrid
3 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid
4 Instituto de Ciencias Geológicas, Universidad de Berna (Suiza)
5 Facultad de Ciencias Ambientales y Bioquímica, Universidad de Castilla-La Mancha (Toledo)

Abstract: This communication aims to develop and apply dendrogeomorphological methods for dating past floods that have left evidence on the vegetation of the floodplain of the river Cega where it passes through Pajares de Pedraza (Segovia province, Central Spain). We used the information supplied by vegetation (trunks, roots and branches) located near the Cega river (floodplain, banks, etc.), that can be correlated with systematic hydrologic records (peak flows), by analysis of sequence of tree-rings, to date floods occurring in the recent past (last fifty years). The results show a good relation between the dendrogeomorphological evidence and the dates of the main recent flash flood events (such as 1996 flood), although other disturbances can influence the tree-ring signal, such as human activity in riverine forests.

Palabras clave: dendrogeomorfología, evidencia, anillo de crecimiento, avenida, Pajares de Pedraza-España
Key words: dendrogeomorphology, evidence, tree-ring, flood, Pajares de Pedraza-Spain

1. INTRODUCCIÓN

El núcleo urbano de Pajares de Pedraza es una pequeña aldea de apenas una veintena de habitantes censados, integrada en el municipio de Arahuetes (provincia de Segovia), y situada en el fondo del valle del río Cega (Cuenca del Duero; figura 1). Buena parte de las edificaciones se ubican en la llanura de inundación del río, lo que ha provocado históricamente una secular interferencia entre los eventos de inundación y las actividades antrópicas. Los dos eventos recientes más importantes ocurrieron en 1996 y 2013, e inundaron gran parte de sector bajo del pueblo, causando pérdidas materiales a los vecinos y afecciones a las infraestructuras.

Este tramo del río Cega a su paso por Pajares de Pedraza ha sido elegido para ensayar diferentes metodologías de análisis de la peligrosidad (Ballesteros et al., 2012 y 2013) y riesgo de inundaciones, aprovechando la presencia de una estación de aforos instalada a inicios del siglo XX, el carácter casi natural del régimen de caudales, la presencia de especies arbóreas en las riberas fluviales y el enfoque aplicado de las investigaciones a la mitigación de los riesgos (Garrote et al., en este volumen).



Fig. 1. Mapa de situación de la localidad de Pajares de Pedraza, en el curso alto del río Cega.
Fig. 1. Map showing the location of the village of Pajares de Pedraza, in the upper reach of the river Cega.

La presente comunicación resume los trabajos dendrogeomorfológicos llevados a cabo a partir del estudio de las evidencias de avenidas pretéritas en la secuencia de anillos de los árboles ubicados en determinadas posiciones geomorfológicas de la ribera del río Cega, inmediatamente aguas arriba de Pajares de Pedraza (figura 2).



Fig. 2. Vista general del tramo de estudio en la alineación de árboles situados en el banco de orilla derecho del río Cega aguas arriba de Pajares de Pedraza.
Fig. 2. General view of the study area in the tree alignment on the right bank of the river Cega upstream of Pajares de Pedraza.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

La aplicación de la dendrogeomorfología en el estudio de las avenidas torrenciales, hace necesario emplear una combinación de técnicas y métodos, procedentes de varios ámbitos científicos (geomorfología, dendrología, dendrocronología, hidrología, hidráulica…), a partir de los cuales se van a desarrollar una serie de actividades, para lograr el objetivo perseguido: analizar y datar inundaciones (Díez-Herrero et al., 2007 y 2013).

Para ello, en primer lugar se seleccionaron a partir de las evidencias externas (troncos inclinados en la dirección y sentido de la corriente, descortezados, raíces expuestas por zapado erosivo, etc.) un total de 12 árboles, fresnos (*Fraxinus angustifolia*) y sauces (*Salix* sp.), ubicados en los bancos de orilla, crestas y surcos de las barras de meandro, y canales secundarios de crecida. Cada árbol se caracterizó pormenorizadamente (especie, posición geográfica, situación geomorfológica, distancia al cauce, perímetro y otras características dendrométricas, etc.) y se muestrearon usando barrena Pressler todos los ejes (fustes) de cada individuo (19 en total), extrayendo al menos dos testigos por árbol en direcciones opuestas (figura 3). Se empleó la nomenclatura de posición de la cara del árbol según su ubicación respecto a la dirección de la corriente (A, aguas abajo; C, aguas arriba; B y D, laterales).



Fig. 3. Muestreo sistemático de árboles con barrena de Pressler en dos direcciones opuestas.
Fig. 3. Systematic tree sampling with Pressler increment borer in two opposing directions.

Las 25 muestras obtenidas en forma de testigos cilíndricos (*cores*) fueron secadas y cortadas en laboratorio, midiendo la anchura de los anillos con lupa binocular, una mesa de medición LINTAB y el software TSAP-Win, con precisión de 0,01 mm (figura 4). Las secuencias fueron sincronizadas mediante datación cruzada y se asignó a cada anillo la fecha de su formación. En las secuencias de anillos se detectaron cambios bruscos en la anchura o en el patrón de crecimiento (liberaciones, decaimientos), cambios de tendencia de crecimiento, así como heridas internas o cambios de la excentricidad, que se asociaron con posibles eventos de avenida pretéritos que afectaron al árbol.



Fig. 4. Marcaje y medición de los anillos de crecimiento en las muestras bajo lupa binocular.
Fig. 4. Marking and measuring tree-rings in the samples under a stereo microscope.

3. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

Tras el análisis de las secuencias de anillos de cada una de las 25 muestras, procedentes de los 12 árboles (MPP-01 a MPP12) y en algunas de las cuatro orientaciones respecto a la corriente fluvial (A, B, C y D), se han obtenido los resultados que se resumen en la tabla 1.

Tabla 1. Resultados sintetizados del análisis dendrocronológico de las muestras: -, no muestreado; X, descartado por mal estado; Y, descenso en crecimiento; I, incremento del crecimiento; T, cambio de tendencia; años de cambio; los números representan el número de muestras con esa evidencia.
Table 1. Summarized results of the dendrochronological analysis of the samples : -, not sampled ; X, discarded as unsuitable ; Y, decreased growth; I, increased growth; T, change in trend ; change periods (years); the numbers represent the amount of samples having that evidence.

Árbol-fuste	A	B	C	D	Año
MPP-01	3Y/I	X	-	-	97, 07, 11/00
MPP-02	-	-	I/T/Y	T/Y	00
MPP-03	-	I	-	2I/T	00,02; 08
MPP-04	2Y	-	2Y	-	07,11
MPP-05-1	-	-	2Y	-	96,08
MPP-05-2	I/Y	Y	-	-	03/06; 94, 01
MPP-05-3	-	T/Y	-	-	02/04
MPP-06-1	-	I/T	-	-	97
MPP-06-2	-	-	-	I/T	97
MPP-07-1	-	-	I/T	-	97
MPP-07-2	I/T	-	-	-	97
MPP-07-3	-	-	I/T/Y	-	97/98
MPP-08-1	-	-	I/T/Y	-	97/03
MPP-08-2	-	-	-	I/T	97
MPP-09-1	-	-	2I/2Y	-	99, 05/ 00,07
MPP-09-2	I/T/2Y	-	-	-	01/00, 06
MPP-10	2Y	-	2Y/I	-	07, 11; 07, 11/09
MPP-11	-	-	3I/2Y	-	01, 04, 09/03, 06
MPP-12	-	I/Y/T	-	-	97/98

Comparando las fechas de las evidencias de la tabla 1 y las magnitudes de cambio relativas, con los principales eventos de avenida registrados en la estación de aforos (tabla 2), se puede comprobar cómo en algunos de los casos las concentraciones de indicios han venido de la mano de las principales avenidas que se han producido a lo largo de este tiempo, como es el caso de los incrementos y cambios de tendencia en 1997, tras la avenida de enero de 1996 (incluso de la anterior del año 1994-95); pero en otros parece que no hay correspondencia, como en el caso de los descensos en la anchura de los anillos en 1999-2000, 2007 y 2011.

Tabla 2. Relación entre los caudales máximos (Q, en m^3/s) registrados en los distintos años hidrológicos y el número de evidencias dendrogeomorfológicas: Y, descenso en crecimiento; I, incremento del crecimiento; T, cambio de tendencia; y FDE, evidencias totales.
Table 2. Relation between max. streamflows (Q, in m^3/s) recorded in different hydrological years and the number of dendromorphological evidence: Y, decreased growth ; I, increased growth; T, change in trend ; FDE, total evidence; hydrological years.

Año hidro.	Q	Y	I	T	FDE
1993-1994	8,81	1			1
1994-1995	44,04				0
1995-1996	**67,57**	2			2
1996-1997	27,64	1	**8**	**7**	**16**
1997-1998	--			1	1
1998-1999	5,1	1	1		2
1999-2000	8,02	**3**	**3**	**3**	**9**
2000-2001	33,9	1	2		3
2001-2002	9,19		1	1	2
2002-2003	25,7	2	1		3
2003-2004	23,7	1	1		2
2004-2005	4,29		1		1
2005-2006	6,83	3			3
2006-2007	14,3	**6**			**6**
2007-2008	7,43	2	1		3
2008-2009			2		2
2009-2010					0
2010-2011		**5**			**5**

Esta falta de relación se puede asociar a otras fuentes de perturbación de la vegetación arbórea de ribera distinta de la dinámica natural de las avenidas fluviales. Por ejemplo, esos años coinciden con las fechas en las que se produjo el recrecimiento del dique-escollera (2007-2008) y campañas de desbroce y poda de la vegetación del cauce por parte del Ayuntamiento y el vecindario para la prevención de inundaciones (documentadas al menos los años 1996, 1997, 1998, 2008 y 2013).

Por ello es fundamental el establecimiento de las evidencias e indicios que permiten definir un evento y asociarlo a una avenida fluvial, basándose en criterios cuantitativos o

semicuantitativos de la distribución espacial homogénea o heterogénea de los efectos a lo largo del tramo fluvial, en relación a la posición geomorfológica de los árboles (Ruiz-Villanueva et al., 2010), o la intensidad o magnitud del daño.

4. CONCLUSIONES

La dendrogeomorfología como fuente de datos para la detección y caracterización de avenidas pretéritas en tramos fluviales es una técnica que puede resultar de interés para complementar o validar el registro sistemático de caudales o los modelos hidro-meteorológicos. Sin embargo, la aplicación de estas técnicas requieren una aplicación estadísticamente representativa desde la selección de los ejemplares a muestrear y el número de muestras, a la interpretación que se hace de las perturbaciones en el crecimiento, puesto que además de las avenidas fluviales, existen otros fenómenos que pueden ofrecer parecida respuesta o que pueden enmascararla.

Agradecimientos

Estos estudios están financiados por el proyecto MAS Dendro-Avenidas (MINECO, CGL2010-19274; Plan Nacional de I+D+i, www.dendro-avenidas.es). Los resultados son un resumen del trabajo fin de grado presentado por la primera autora en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Alcalá, para la obtención del Grado en Ciencias Ambientales (González, 2013).

Los autores agradecen la colaboración de: el Ayuntamiento y vecinos de Arahuetes-Pajares de Pedraza, y en especial de su alcalde Pedro Blanco; Mª Angeles Perucha, Celia García y Lara Fernández, por su ayuda en los muestreos; Miguel Ángel Moreno, en la preparación de algunas muestras; y al topógrafo Ignacio Gutiérrez (Ferrovial-Agromán U.S.).

REFERENCIAS

Ballesteros Cánovas, J.A., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Ruiz-Villanueva, V. 2012. Una nueva metodología para la reconstrucción de caudales de avenidas a partir de la información contenida en los árboles inclinados de las márgenes fluviales. En: González Díez, A. (Coord.): Avances de la Geomorfología de España, Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander, 453-456.

Ballesteros-Canovas, J.A., Bodoque, J.M., Ruiz-Villanueva, V., Diez-Herrero, A. 2013. Advance on the past flood discharge estimation from the dendro-mechanical analysis of tilted trees. Annual Meeting Abstracts, Association of American Geographers, New York, 52.

Díez-Herrero, A., Ballesteros, J.A., Bodoque, J.M., Eguíbar, M.A., Fernández, J.A., Génova, M., Laín, L., Llorente, M., Rubiales, J.M., Stoffel, M. 2007. Mejoras en la estimación de la frecuencia y magnitud de avenidas torrenciales mediante técnicas dendrogeomorfológicas. Boletín Geológico y Minero 118 (4), 789-802.

Díez-Herrero, A., Ballesteros-Cánovas, J.A., Bodoque, J.M., Ruiz-Villanueva, V. 2013. A new methodological protocol for the use of dendrogeomorphological data in flood risk analysis. Hydrology Research 44.2, 234-247.

González, M. 2013. La dendrogeomorfología en el análisis de peligrosidad de inundaciones torrenciales. Trabajo fin de grado, Facultad de Ciencias, Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares, 83 pp. (documento inédito).

Ruiz-Villanueva, V., Díez-Herrero, A.; Stoffel, M., Bollschweiler, M., Bodoque, J.M., Ballesteros, J.A. 2010. Dendrogeomorphic analysis of flash floods in a small ungauged mountain catchment (Central Spain). Geomorphology 118, 383-392

ASPECTOS HIDROGEOMORFOLÓGICOS EN EL ESTUDIO DE LAS INUNDACIONES EN EL PLA DE SANT JORDI (MALLORCA)

Hydrogeomorphologic flood analysis in the Pla de Sant Jordi (Mallorca, Balearic Islands, Spain)

P.A. Robledo[1], A. Díez-Herrero[2], M.A. Perucha[2], M. Bernat Rebollal[2], J.F. Martín-Duque[3], J.M. López[1], A. Sevillano[1], C. Guardiola-Albert[2], E. Pardo-Igúzquiza[2], L. Moreno[2], E. Palmer[1] y J.L. Cantón[1]

[1] Instituto Geológico y Minero de España (IGME). C/ Ciudad de Queretaro s/n. 07007 Palma de Mallorca.
[2] Instituto Geológico y Minero de España (IGME). andres.diez@igme.es
[3] Universidad Complutense de Madrid- IGEO (UCM, CSIC).

Abstract: This study presents a methodology for the hydrogeomorphologic flood analysis of the Pla de Sant Jordi (Mallorca, Balearic Islands, Spain) and its relationship with the Plio-Quaternary unconfined aquifer where the water table is very close to the ground surface. It highlights the likelihood that the piezometric level oscillation will affect the flooding process when it rises locally to above the surface. The topographical variations and characteristics of the basin sediments may contribute to how long flooding persists after intense rainfall events. Springs with a sporadic regime in the north of the Pla demonstrate the important role that geological structure plays at the boundary between the lower (Miocene) and the surficial (Plio-Quaternary) aquifers, with regard to the groundwater contribution to the Pla de Sant Jordi during flood events.

Palabras clave: inundación, acuífero, infiltración, Mallorca, Islas Baleares
Key words: flood, aquifer, infiltration, Mallorca, Balearic Islands

1. INTRODUCCIÓN Y ZONA DE ESTUDIO

El Pla de San Jordi es una zona endorreica desecada en el siglo XIX (Roselló i Verger, 1959) que se sitúa al SO de la isla de Mallorca (Islas Baleares), en la zona central de la cuenca de Palma, y al Este del núcleo urbano de esta ciudad. Se trata de una zona llana que apenas supera los 10 m s.n.m. de cota máxima, y que drena al mar Mediterráneo a través del Torrent Gros, en el límite occidental, y Sa Siquia, en la mitad oriental. Tiene una superficie total de 350 km^2, de los cuales unos 25 km^2 experimentan fenómenos de inundación con relativa frecuencia, ligados a eventos de precipitaciones extremas. Dichas inundaciones, y su permanencia en el tiempo, causan importantes pérdidas económicas en los campos de cultivo afectados, así como molestias a los vecinos y daños en las vías de comunicación, como caminos de servicio del aeropuerto de Son Sant Joan ubicado en el centro del Pla o el acceso a zonas urbanas. Esta zona inundable será el área objeto del presente trabajo, que se centra en los aspectos preliminares del estudio hidrogeomorfológico de las inundaciones y su relación con el acuífero plio-cuaternario de carácter libre, cuyo nivel freático se sitúa en algunas áreas a cotas próximas a la superficie del terreno.

2. METODOLOGÍA

El esquema metodológico general del estudio se encuentra sintetizado en la figura 1. Como puede apreciarse, la metodología combina e integra trabajos de gabinete, campo y laboratorio; y comprende tanto un análisis geomorfológico-evolutivo, como estudios meteorológicos, de hidrología de superficie e hidráulica fluvial, sin olvidar un profundo análisis hidrogeológico.
La mayor parte de los estudios de inundabilidad que habitualmente se realizan desde el ámbito de la consultoría tienen en cuenta casi en exclusiva la componente superficial del ciclo hidrológico y la modelación hidráulica

(ABAQA, 2010). Los procesos subsuperficiales y subterráneos de la transformación precipitación-aportación, o bien se engloban genéricamente bajo el concepto de las 'abstracciones iniciales' (calculadas mediante métodos como el 'número de curva' o Green-Ampt; Díez-Herrero et al., 2008), o bien se consideran insignificantes en volumen respecto a los caudales superficiales asociados a la crecida o avenida. Sin embargo, determinados tipos de inundaciones, como la que nos ocupa ―que tienen lugar en zonas llanas o endorreicas―, con importancia de la posición de la superficie freática y un papel relevante de surgencias y/o manantiales, solo se pueden entender desde una perspectiva integral de estudio de todo el ciclo hidrológico durante eventos de precipitaciones intensas y/o prolongadas. Por ello, creemos que la aproximación propuesta en el presente estudio, que combina geomorfología, hidrología de superficie e hidrogeología, es la adecuada para este tipo de situaciones, muy frecuentes en antiguas zonas lacustres, planas litorales y depresiones vinculadas a acuíferos kársticos, como poljes, grandes dolinas y uvalas.

2.1. Análisis geomorfológico e histórico

El análisis geomorfológico comienza con un estudio evolutivo clásico de las formas y depósitos a través de la comparación de cartografías geomorfológicas detalladas, temporalmente seriadas, obtenidas a partir de fotografías aéreas estereoscópicas, disponibles a partir de mediados del siglo XX. De forma complementaria se emplean modelos digitales de elevaciones de diferente procedencia (restitución fotogramétrica, LIDAR, levantamientos taquimétricos detallados, etc.), ortoimágenes e imágenes de satélite, para reconocimiento y cartografía de formas y depósitos. Adicionalmente se realizará un estudio de las inundaciones históricas documentadas (archivos, prensa, documentos gráficos…); y recopilación de información sobre intervenciones antrópicas en este territorio, tanto para comprender la evolución de los sistemas de drenaje, como las modificaciones de los usos y ocupación del suelo.

2.2. Estudio hidrometeorológico e hidráulico

El estudio de hidrología de superficie se realizará mediante modelación numérica del proceso precipitación-escorrentía, aplicando métodos de transformación de tipo hidrograma unitario semidistribuido en subcuencas y tramos de propagación, con soporte informático de aplicaciones de tipo HEC-HMS. Para el análisis de las precipitaciones del modelo meteorológico se realizarán análisis estadísticos con funciones de distribución de frecuencias de valores extremos (SQRT-ET_{max}, Pareto generalizada…).

La modelación hidráulica de los tramos fluviales de arroyos y acequias se hará mediante aplicaciones unidimensionales (HEC-RAS) en los tramos encajados en gargantas y barrancos de las estribaciones montañosas; y modelación bidimensional en las zonas llanas con desbordamiento e inundación de las márgenes (aplicación Iber).

En ambos casos, para la caracterización geométrica de las cuencas, red fluvial y tramos de estudio, se combinarán dichos modelos numéricos con sistemas de información geográfica (HEC-GeoHMS, HEC-GeoRAS); lo que permitirá además obtener representaciones cartográficas de las salidas de resultados (mapas de áreas inundables, mapas de calados, mapas de velocidades de la corriente, etc.; Díez-Herrero et al., 2008).

También se realizarán estudios espacio temporales mediante el tratamiento de imágenes satélite (imágenes LANDSAT y SPOT) comparando en un mismo año los períodos húmedos en los que se han constatado inundaciones, con otros secos. Se realizarán comparaciones evolutivas inter-anuales. Con ello, se pretende verificar la variación de la superficie inundada y la potencial superficie inundable.

2.3. Análisis hidrogeológico

El estudio hidrogeológico del funcionamiento de los acuíferos plio-cuaternario y mioceno del Pla y los situados en áreas colindantes con posibles conexiones hidráulicas, conlleva: por un lado la actualización de la cartografía geológica e hidrogeológica de detalle (Courtois *et al.*, 2000b; Goy *et al.*, 1997); la interpretación de sondeos de investigación geológica e hidrogeológica preexistentes (SGOP, 1968); la revisión de los modelos

conceptuales de funcionamiento hidrogeológico establecidos hasta el momento (Courtois *et* al., 2000a); el seguimiento temporal de la instrumentación y puntos de control (piezómetros y surgencias naturales); la elaboración de un modelo numérico de flujo de agua subterránea utilizando el código MODFLOW; la realización de ensayos de infiltración superficial en condiciones controladas y en diferentes escenarios sedimentarios; ensayos de bombeo; y la caracterización físico-química y análisis de procedencia de las aguas de inundación.

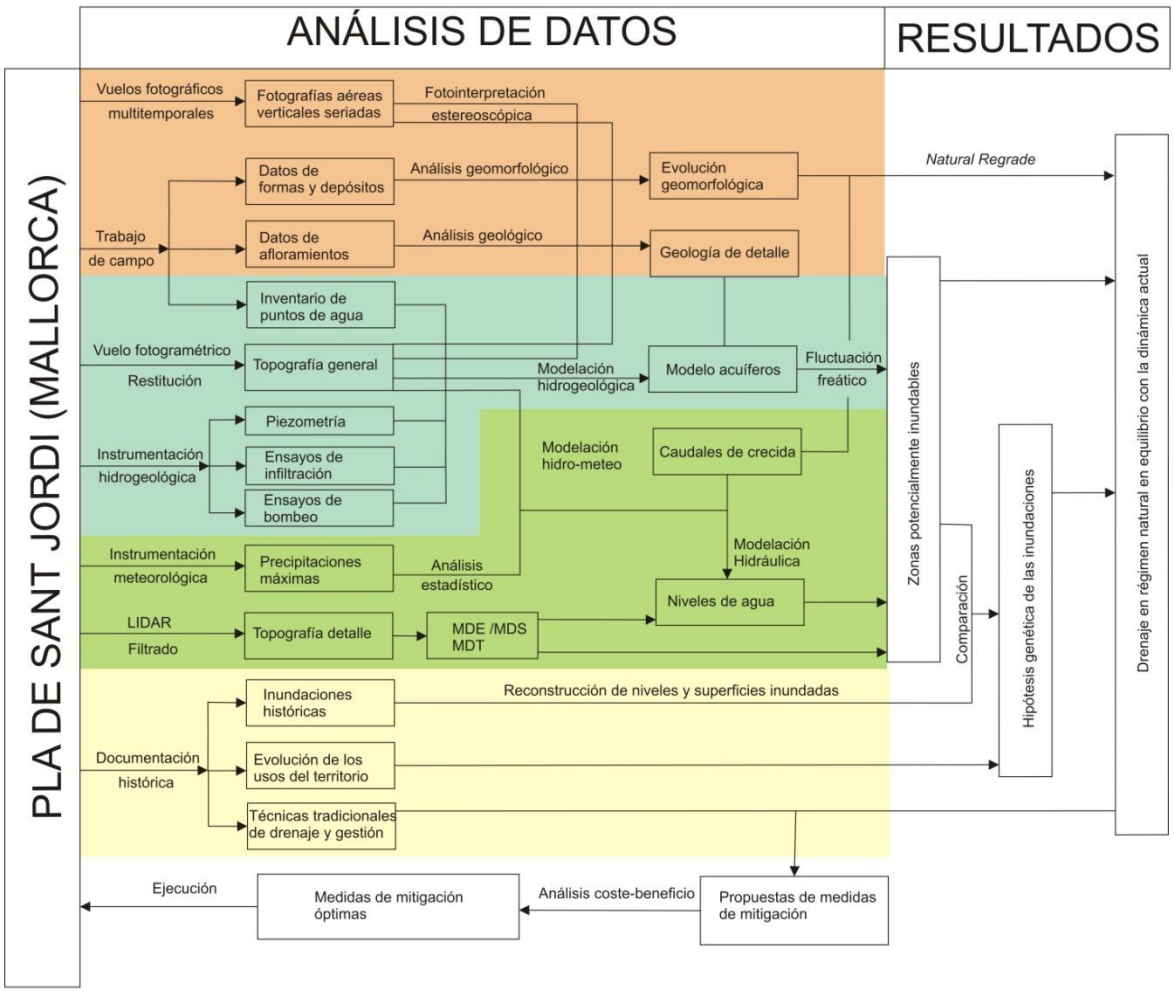


Fig. 1. Esquema metodológico general del estudio hidrogeomorfológico que se está llevando a cabo para el análisis y mitigación de las inundaciones en el Pla de Sant Jordi (Mallorca, Islas Baleares), con especial incidencia en las relaciones entre tareas y el flujo de datos y resultados entre ellas. Colores de fondo: naranja, análisis geológicos y geomorfológicos; azul, análisis hidrogeológicos; verde, análisis hidrológicos (hidrometeorológicos e hidráulicos); beige, análisis histórico-documentales.

Fig. 1. Methodological diagram of the hydrogeomorphologic study underway for flood analysis and mitigation at Pla de Sant Jordi (Mallorca, Balearic Islands), highlighting the relationships between tasks, data flow and results. Background colours: orange, geological and geomorphological analyses; blue, hydrogeological analyses; green, hydrological analyses (precipitation-runoff and hydraulics); beige, historical-documentary analyses.

3. RESULTADOS PRELIMINARES

Hasta el momento tan solo se dispone de resultados preliminares de algunas de las primeras tareas reflejadas en el esquema metodológico de la figura 1. En concreto, ya se ha estudiado la configuración hidrogeológica de los acuíferos existentes a partir de cartografías geológicas detalladas, estudios previos y seguimiento de la actual red instrumental.

El acuífero plio-cuaternario sobre el que se sitúa el Pla de Sant Jordi es de carácter libre y su nivel freático se sitúa a cotas próximas a la superficie del terreno. Se pone de relieve la posible influencia que la oscilación del nivel piezométrico puede tener en las inundaciones si éste supera la cota de la superficie del terreno en algunos sectores. Las variaciones en el perfil topográfico, con la presencia de zonas endorreicas, y las características del sedimento de relleno de la cuenca, pueden contribuir a la permanencia de zonas inundadas tras eventos de precipitaciones intensas. La presencia de surgencias naturales de aguas subterráneas de funcionamiento esporádico al norte del Pla, evidencia la importancia que la estructura geológica puede tener en las zonas de contacto entre el acuífero inferior mioceno y el acuífero superior plio-cuaternario, respecto al aporte de aguas subterráneas al Pla durante eventos de inundación.

4. CONSIDERACIONES FINALES

Los aspectos hidrológico-hidráulicos de superficie y geomorfológicos estudiados, tendrán también importancia en las siguientes etapas del proyecto, ya que condicionarán las propuestas de mitigación de la inundabilidad. Éstas se centrarán en técnicas preventivas de carácter estructural (movimiento de tierras) de mínima intervención para la recuperación y renaturalización de los sistemas de drenaje de la zona, empleando el método *GeoFluv* con aplicaciones informáticas de base morfométrica y morfodinámica (como el programa *Natural Regrade*), fundamentadas en patrones de drenaje en equilibrio con los caudales, la carga sólida y la configuración morfológica de las áreas deprimidas. Por otra parte, el conocimiento preciso de los parámetros hidrogeológicos permitirá abordar de forma adecuada la gestión integral de las aguas subterráneas en periodos secos y húmedos.

Agradecimientos

Estos trabajos se están realizando en el marco del Convenio de colaboración entre la Empresa Municipal d'Aigües i Clavegueram de Palma de Mallorca (EMAYA) y el Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Los autores desean agradecer además su colaboración a las autoridades de AENA que gestiona el aeropuerto de Son Sant Joan, al Sector Aéreo de las Islas Baleares y la Dirección General de Recursos Hídrics de la Conselleria de Medi Ambient (Govern de les Illes Balears).

REFERENCIAS

ABAQA 2010. Estudi hidrològic de la conca Pla de Sant Jordi. T.M. de Palma de Mallorca. Modelització hidráulica superficial en duesdimensions i model piezomètric d'aigües subterrànies. Agència Balear de l'Aigua i de la Qualitat Ambiental. Conselleria de Medi Ambient (Govern de les Illes Balears). Consultor HQA. Palma de Mallorca, 22 pp.+ planos.

Díez-Herrero, A., Lain-Huerta, L. y Llorente-Isidro, M. 2008. Mapas de peligrosidad por avenidas e inundaciones. Guía metodológica para su elaboración. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie Riesgos Geológicos/Geotecnia nº 1, Madrid,190 pp.

Courtois, N., Brissaud F., Crespí D., Lachassagne P., Le Strat P., Xu P. 2000a.- CatchWater Project – WP3 – Mallorca modelling. Llano de Palma, Majorca: quelques elements pour le modèle hydrogeólogique conceptuel (BRGM, ITGE, UMII). Version du 12/07/2000.Inédito.

Courtois, N., Brissaud F., Crespí D., Lachassagne P., Le Strat P., Xu P. 2000b.- CatchWater Project – WP3 – Mallorca modelling. Cartes des isopaques et des isohypses du Neógène et du Quaternarire du basin de Palma de Majorque (Baléares) (BRGM, ITGE, UMII). Version du 11/07/2000. Inédito.

Goy, J.L., Zazo, C., Cuerda, J. 1997. Evolución de las áreas margino-litorales de la costa de Mallorca (I. Baleares) durante el último y presente interglacial: nivel del mar holoceno y clima. Boletín Geológico y Minero, 108-4, 455-463.

Roselló i Verger, V.M. 1959.El Prat de Sant Jordi y su desecación. Boletín de la Cámara de Comercio, Industria y Navegación de Palma de Mallorca622, 1-10.

SGOP 1968. Estudio Hidrogeológico del Llano de Palma. Director Angel García Yagüe. Informe inédito. Servicio Geológico de Obras Públicas. Ministerio de Obras Públicas.

ASSESSING HYDROLOGICAL AND SEDIMENT CONNECTIVITY IN CONTRASTING MEDITERRANEAN CATCHMENTS: EXPERIMENTAL DESIGN OF MEDhyCON PROJECT

Conectividad hidrológica y de sedimentos en cuencas de drenaje de ambientes mediterráneos diferenciados: diseño experimental del proyecto MEDhyCON

J. Estrany[1], C. García[1], A. Calvo-Cases[2], F. Gallart[3], N. Martínez-Carreras[4], D.E. Walling[5], P. Porto[6] y F. Garcias[7]

[1]Departament de Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears. joan.estrany@uib.cat
[2]Departament de Geografia. Universitat de València
[3]Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua, IDAEA-CSIC
[4]Département Environnement et Agro-Biotechnologies. Centre de Recherche Public Gabriel Lippmann (Luxembourg)
[5]Department of Geography. University of Exeter (United Kingdom)
[6]Department of Agro-Forestry and Environmental Sciences and Technologies. University Mediterranea of Reggio Calabria
[7]Departament de Física. Universitat de les Illes Balears

Resumen: El proyecto MEDhyCON se propone investigar el cambio en los patrones de conectividad hidrológica y de los sedimentos producidos por el clima y los cambios en los uso del suelo en cuencas mediterráneas mediante un balance de sedimentos en el que se combinan métodos diversos para establecer los escenarios probables de cambio global. El modelo SWAT se utilizará para simular los flujos continuos de agua, sedimentos y contaminantes asociados en las dos cuencas más grandes. Este modelo será adaptado para reflejar el balance de sedimentos desarrollado, el cual –una vez validado y calibrado– se utilizará para simular la conectividad hidrológica y de los sedimentos bajo diferentes escenarios de cambio global (usos del suelo más cambio climático). La investigación se centrará en tres cuencas de drenaje con un rango descendente *a priori* de conectividad e incremento a su vez de la superficie: Vallcebre (19 km^2) en los Pirineos Sur-Orientales, Sant Miquel (151 km^2) en la Serra de Tramuntana de Mallorca y Na Borges (319 km^2) en la Depresión Central de Mallorca.

Key words: Hydrological connectivity, sediment budgets, fallout radionuclides, global change, Mediterranean environments
Palabras clave: conectividad hidrológica, balances de sedimento, radioisótopos, cambio global, ambientes mediterráneos

1. INTRODUCTION

Diffuse sources of sediment and sediment-associated contaminants are of increasing concern due to the potential negative effects on receiving waters. The nature and pattern of these fluxes in a fluvial system determine the basic processes of dispersal of material and are critically linked to catchment processes. Geomorphic processes within a landform and landform interactions in a catchment are primarily governed by sediment flux; hence sediment flux has become an important component in geomorphic studies of a catchment. A catchment can be classified into landscape compartments or geomorphic provinces through which sediment movement takes place. The compartments of catchments may be connected or disconnected (cf. Harvey, 2012). Connectivity is defined as the way in which different landscape compartments fit together in a catchment (e.g. Wainwright et al., 2011). Connectivity between different compartments determines the sensitivity of a catchment to external factors such as climate change, tectonic effects, river engineering works, or land use change. In addition, connectivity assessment is also useful in

explaining variation in sediment yield with little or no change in external forcing, as small-scale processes like bed armouring, sediment availability, sediment storage, vegetation cover, and remobilization may significantly change sediment yield at catchment outlets (cf. DeVente et

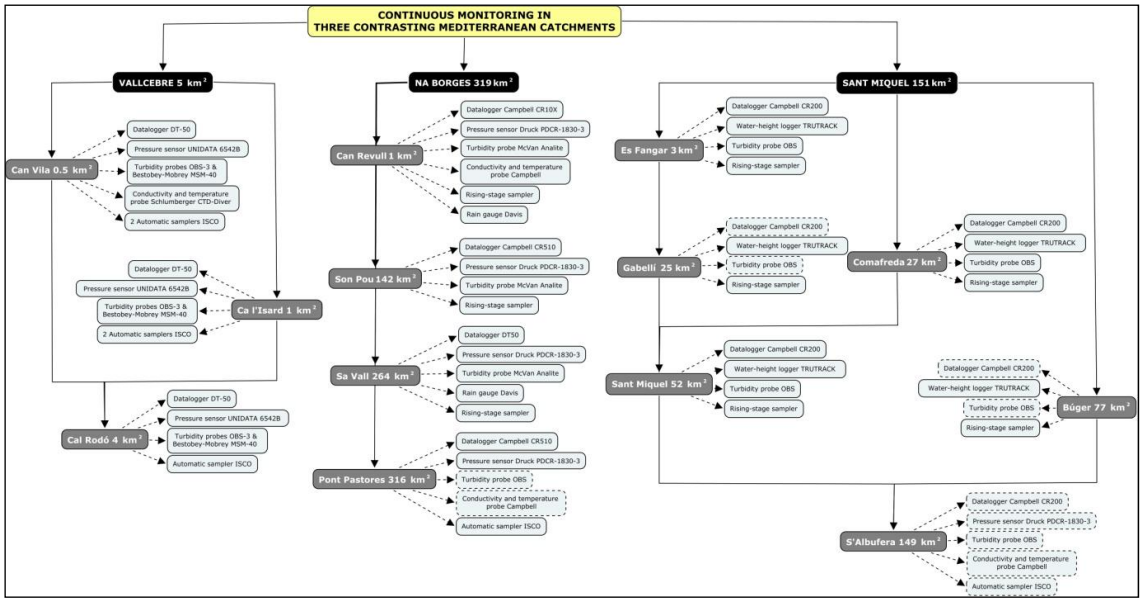


Figure 1. Continuous monitoring structure applying a nested hierarchical approach for the three contrasting Mediterranean catchments.

Figura 1. Estructura en sistema escalar integrado de la monitorización continua para las tres cuencas de ambientes mediterráneos diferenciados.

al., 2006). Hence, connectivity assessment based on sediment flux is a major concern in the analysis of river response to external forcing. The understanding of connectivity in river systems characterized by diversity and complexity within and between its different compartments is a fundamental requirement both for understanding them as well as for river management, restoration and rehabilitation. This communication explains the experimental design of the application of the concepts associated with connectivity to fluvial systems representative of Mediterranean catchments, with a view to appraising its significance in gaining insights into catchment processes, material and energy fluxes in a complex multi-scale system approach.

2. STUDY AREA

The programme of research is focused on the island of Mallorca and the Pyrenees (Fig. 1), because these two areas provide important examples and paradigms of the problems that many Mediterranean areas will probably face in the near future. Mallorca clearly illustrates the transformation of the economy, society, and environment of Mediterranean tourist resorts, whilst the Pyrenees are a major source for water and sediments, undergoing the abandonment of rural activities. Moreover, these hotspots exemplify the need for holistic land use policy and management of hydrological and geomorphological systems.

In order to assess the impacts of global change in the hydrology of Mediterranean environments, three contrasting catchments have been specifically selected.

2.1. The Na Borges River

The Na Borges River was instrumented in 2004. It is a lowland catchment (319 km^2) which collects water from south-eastern parts of Central Ranges and from western slope of Llevant Ranges of the island. The altitude ranges from 300 to 500 m a.s.l. in the catchment headwaters where average slope of the channels is 8%. The Na Borges River mainstem is characterized by a very gentle average gradient (0.29%) along its 26.8 km course to the sea, where it enters the Gorg de na Borges, a coastal lagoon of 2 ha included in the

European NATURA 2000 network as a Site of Community Importance. At present, dryland agriculture is the dominant land use, covering 82% of the catchment. Forest cover accounts for 16% of the catchment and urban areas 2%. The agriculture has modified the lower areas through the installation of subsurface tile drainage covering 12% of the catchment. On steep slopes, transverse walls and terracing cover 9% of the catchment.

2.2. The Sant Miquel River

It was instrumented in 2011. It is a mountainous catchment (151 km^2) which collects water from the south-eastern parts of Tramuntana Ranges. Altitude ranges from 1000 to 1300 m a.s.l. in the catchment headwaters where the average gradient of the channels is >20%. Currently, both agriculture and forest land use occur in equal proportions (49%), whilst urban areas also occupy 2% of the catchment. However, the lowest part of the catchment (i.e., 7%) is occupied by the most important irrigated area on the island, providing concern for the deterioration of the Sant Miquel fluvial system and the S'Albufera (1,708 ha), the wetland situated at the outlet of the catchment and protected by the Ramsar list of wetlands of international importance. Moreover, the main headwater subcatchments situated in the Tramuntana Range are regulated by the presence of check-dams constructed in the 1980's, in addition to traditional terracing and transverse walls.

2.3. The Vallcebre catchments

In the Pyrenees, Vallcebre catchments were initially instrumented in 1989. They are located at the headwaters of the Llobregat River, on the southern-eastern of the Pyrenees (Catalonia, NE Spain). The research area consists of two catchment clusters, whose centres are 2.5 km apart. The main cluster (Cal Rodó catchment, 4.17 km^2) was sub-divided into three subcatchments, whereas the smaller cluster (Cal Parisa catchment, 0.32 km^2) consists of two subcatchments of similar size. A detailed description about the instrumentation of these catchments is provided by Gallart et al. (2013). Altitude ranges from 1,100 to 1,700 m a.s.l. Most of the sunny hillslopes were deforested and terraced for farming but most of the fields were abandoned since the mid 20^{th} century. Nowadays, forests of *Pinus sylvestris* and other species cover about 60% of the basin, some of them on old agricultural fields, whereas pastures and shrubs cover 27.2%, whereas the remaining 2.8% is occupied by intensely eroded badlands. Runoff generation in these catchments is dominated by saturation mechanisms whereas the main hydrological and erosive events in badlands are produced by intense rainfall events in summer.

3. EXPERIMENTAL DESIGN

The existing research structure provides the key value of the project, because is currently available. Therefore, to investigate changing patterns of hydrological and sediment connectivity induced by climate and land use changes in Mediterranean catchments, the methods are presented in relation to each objective, as follows.

3.1. Sediment budget

A perceptual model of hydrological and sediment connectivity will be developed by applying a multi-technique approach within three catchments representative of Mediterranean environments at a range of spatial scales. GIS modelling, sediment-tracer techniques and continuous monitoring of water and sediment fluxes will be used to develop an understanding of catchment response, emphasizing the effects of traditional and current soil and water conservation practices.

3.2. Uncertainty analysis of ^{137}Cs technique

Particular attention will be addressed to the various sources of uncertainty to develop further the application of fallout radionuclides to the study of soil traslocation, erosion and sediment tracing. Results obtained from the application of the improved techniques will be used to improve the sediment budget.

3.3. Contaminant transfer to wetlands

The contaminant transfer by water and sediment through the fluvial system will be investigated and also the impact of such contaminants on the downstream wetlands of the Mallorcan catchments, giving particular attention to the effects of land use (i.e. agriculture and tourism).

3.4. Connectivity modelling by SWAT

The application of the SWAT model for continuous simulation of water, sediment and associated contaminant fluxes to the study

catchments (cf. Arnold et al., 1995). This model will be adapted to reflect the perceptual model developed for the study catchments. Once validated and calibrated the SWAT model will be used to simulate the hydrological and sediment response under different global change scenarios (i.e. land use and climate changes) in the two larger catchments.

4. PROSPECTIVE

Considering experimental data neither provide a perfect representation of the real world, limited by sample frequency, spatial resolution, and measurement accuracy, the establishment of a sediment budget as perceptual model of connectivity, applying a multi-technique approach based on the recent technical advances in data acquisition, data storage and sediment dating, will be the main contribution from the project. The sediment budget of a catchment provides an effective means of addressing the need for a holistic understanding of the connectivity between sediment mobilisation, transport, storage and yield. This is especially important, because connectivity is a research topic that has a lively debate on the scientific literature (e.g. Fryirs, 2013). The utility of this conceptual model in relation to hydrological connectivity lies in the identification of the key sources, stores and transfer pathways and thus the sensitivity of a catchment to perturbations in either intrinsic or extrinsic controls, as the global change.

The project is expected to produce scientific advance on the knowledge of assessing the uncertainty associated with ^{137}Cs measurements and will provide a further dimension to the analysis and characterisation of uncertainty. Thus, it will evaluate a basis for determining the minimum number of samples that must be collected from a given reference site to provide a reliable measurement of the inventory at that point, and this will be used in establishing the sediment budget. This has a potential application as a tool for river and catchments management, and can be transferred to the local government in the medium term.

One of the benefits from the project will be to know how the water and sediment contaminants move through the fluvial system and to assess the impact of such contaminants on downstream wetlands in Mallorca, especially to the effects of land use (i.e. agriculture and tourism) in an important touristic spot.

Acknowledgments

This research project is supported by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness (CGL2012-32446).

REFERENCIAS

Arnold, J.G., J.R. Williams, R. Srinivasan, K.W. King, Griggs, R.H. 1995. SWAT - Soil and Water Assessment Tool: Draft UsersManual, USDA-ARS, Temple, TX

DeVente, J., Poesen, J., Bazzoffi, P., Van Rompaey, A., Verstraeten, G., 2006. Predicting catchment sediment yield in Mediterranean environments: the importance of sediment sources and connectivity in Italian drainage basins. Earth Surface Processes & Landforms 31, 1017-1034.

Fryirs, K., 2013. (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. Earth Surface Processes and Landforms 38 (1), 30-46.

Gallart, F., Pérez-Gallego, N., Latron, J., Catari, G., Martínez-Carreras, N., Nord, G., 2013. Short- and long-term studies of sediment dynamics in a small humid mountain Mediterranean basin with badlands. Geomorphology 196, 242-251.

Harvey, A.M., 2012. The coupling status of alluvial fans and debris cones: a review and synthesis. Earth Surface Processes and Landforms 37 (1), 64-76.

Wainwright, J., Turnbull, L., Ibrahim, T.G., Lexartza-Artza, I., Thornton, S.F., Brazier, R.E., 2011. Linking environmental regimes, space and time: Interpretations of structural and functional connectivity. Geomorphology 126(3-4), 387-404.

PROPAGATING KNICKPOINTS IN RIVER LONGITUDINAL PROFILES: THE CASE OF CALA PI, MALLORCA

C. Garcia[1], A. Capó[1] and P. Bishop[2]

1 Department of Earth Sciences, University of the Balearic Islands, Palma de Mallorca, Spain.
celso.garcia@uib.es.
2 School of Geographical and Earth Sciences, University of Glasgow, UK

Abstract: An external perturbation, such as a base level fall at a catchment outlet, can trigger a knickpoint, which is a step-like steepening in the channel profile that propagates throughout the fluvial network causing a transient state in the landscape. We used long profile analysis to examine base-level fall-induced knickpoints in small bedrock streams in the Cala Pi area (Mallorca). Our results indicate that the distance of knickpoint retreat scales to the drainage area, and there is a threshold catchment area of around 0.1 km^2 for knickpoint retreat. The results confirm that the first-order control of knickpoint retreat rate is stream discharge, as has been observed for other transient landscapes. The maintenance of knickpoints as they propagate implies that catchment area (the surrogate for discharge) is the dominant controlling factor in that propagation.

Key words: knickpoint, bedrock channels, longitudinal profile, incision, Mallorca

1. INTRODUCTION

Bedrock channels dictate the relationships between relief, elevation and denudation (Whipple and Tucker, 1999). An external perturbation, such as a relative increase in tectonic uplift rate or a base level fall at a catchment outlet, may provoke a transient response in river systems. Such transience is often reflected in one or more knickpoints, which are steplike steepenings in the channel profile, migrating upstream in response to the base-level change (e.g., Gardner, 1983; Bishop et al. 2005; Crosby and Whipple, 2006). The bottom-up process of headward propagation of knickpoints is a communication link between base level, the drainage network and the whole catchment including hillslopes (Crosby and Whipple, 2006). River profiles may thus record past deformation with their transient reaches reflecting past variations in uplift rate.

A catchment with a propagating knickpoint is segmented into the reach downstream of the knickpoint, with steep slopes that are well connected to the channel, and the reach upstream of the knickpoint, which may exhibit subdued, unrejuvenated topography if it has been a long time since knickpoints last propagated through the drainage net (e.g., Reinhardt et al. 2007).

Smaller streams, even in tectonically active areas and/or in regions normally experiencing lower rainfall and discharge, may never develop steady-state conditions. In the case of the smaller streams, lower sediment fluxes and lower discharges may mean that top-down processes are less capable of incising channel beds and lowering hillslopes, even though valley side and channel are closely coupled. Knickpoint propagation then becomes the fundamental control on landscape response times and these landscapes dominated by bottom-up processes will exhibit transient conditions as the norm. Rates of bedrock channel knickpoint propagation determine the duration of these transient states (Bishop, 2007). We studied base-level fall-induced knickpoints in small bedrock streams in the Cala Pi area through the analysis of the longitudinal profiles. We asked if knickpoint retreat scales to drainage area and what is the morphological response of these channels to base-level fall.

2. STUDY AREA AND METHODS

Cala Pi is a marine embayment in the southern coastline of Mallorca related to a drowned stream-valley that was deeply incised into a carbonate platform during glacial low sea-levels (Fig. 1). The study area is developed in Upper Miocene limestones and calcarenites that crop out in southern and eastern Mallorca. Cala Pi is developed in Upper Miocene reef calcarenites and Quaternary aeolianites.

The Cala Pi drainage basin has an area of 52.6 km^2 and its main tributary Capocorb 5.7 km^2; the area of Cala Beltran basin is 3.4 km^2. The streams are ephemeral and the fluvial network is difficult to follow upstream to the headwaters over the agricultural fields. Several dry-stone walls block the main flow direction and highlight the importance of these constructions in limiting fluvial incision of the agricultural fields. Under the modern climate, peak stream discharges are associated with severe local storms in late summer and early autumn. Maximum discharges of 100 m^3/s have been estimated in Cala Pi after the reconstruction of two large flood events on 15th September 1996 and 17th November 1998 (Grimalt, 2001). Rainfall in 24 hours associated with these events was 155 mm and 140 mm, respectively.

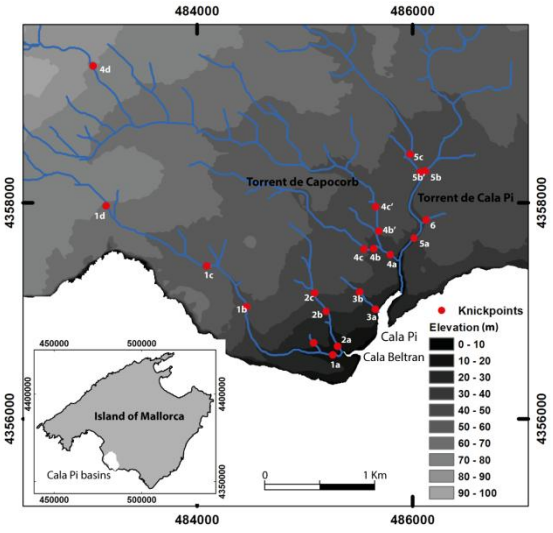


Fig. 1. The Cala Pi drainage network and knickpoints.

We used 2m digital elevation model (DEM) data to extract the river longitudinal profiles and to identify the locations of knickpoints in the study area. We used the hydrological tools in ArcGIS 10.1 to derive the hydrologic network and the geomorphological tool Stream Profiler (http://www.geomorphtools.org/Tools/StPro/StPro.htm) to analyse channel steepness indices and concavities. Once a long profile was extracted and the knickpoint(s) located and identified by long-profile steepening, both on the map and in the field (Fig. 2), we reconstructed the pre-rejuvenation profile using the upstream (unrejuvenated) reach. That pre-rejuvenation profile was then projected downstream.

3. RESULTS AND DISCUSSION

3.1. Knickpoint retreat

The Cala Pi knickpoints (KPs) occur as small, local features tens of meters in length. Each KP is a series of 2 to 5 m bedrock steps (Fig. 2).

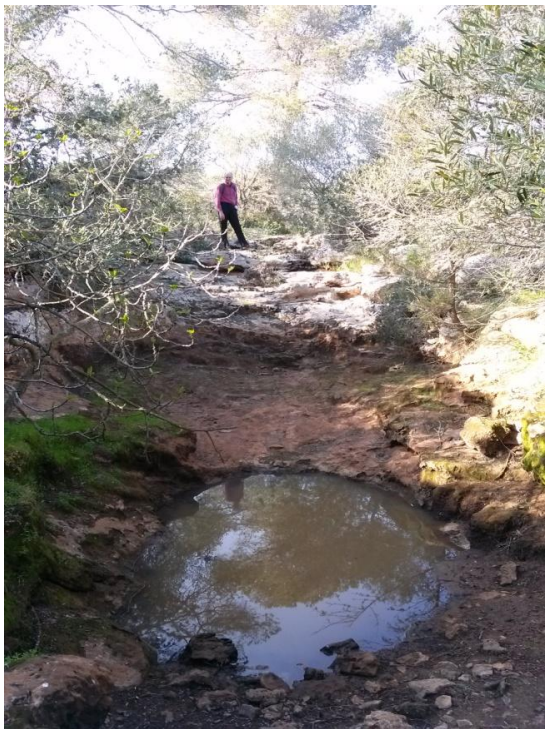


Fig. 2. Upstream view of knickpoint 4b' in the Capocorb stream and its bedrock strath terrace.

The distance of KP retreat was obtained by measuring the streamwise distance from the shoreline to the KP lip. As in other fluvial systems, the distance of KP retreat on Cala Pi scales closely with drainage area (Fig. 3). It is self-evident that the tributary KPs were triggered later and so have not been retreating

for the same length of time as the trunk stream KP. This is the case for tributary Capocorb (4a, 4b, 4b') compare with the main trunk of Cala Pi (5a, 5b). The data show KP retreat scales to river size down to a catchment area between 0.1 and 1 km^2. This threshold catchment area for KP retreat is one of the lowest measured and contrasts with the values found in the literature (e.g., Crosby and Whipple, 2006). Thus, the relationship between KP retreat and drainage area in these small bedrock channels is clearly a function of discharge, irrespective of substrate.

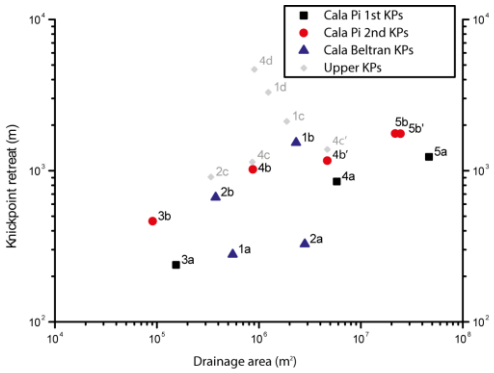


Fig. 3. Plot of knickpoint retreat distance from the shoreline versus drainage area.

3.2. The longitudinal profiles

In contrast to the classic concept of a graded profile, longitudinal profiles of channels on the Cala Pi area have straight to weakly concave up profiles punctuated by distinct convexities or KPs (Fig. 4). As shown by Leopold and Langbein (1962) the profiles are straighter when length is shorter.

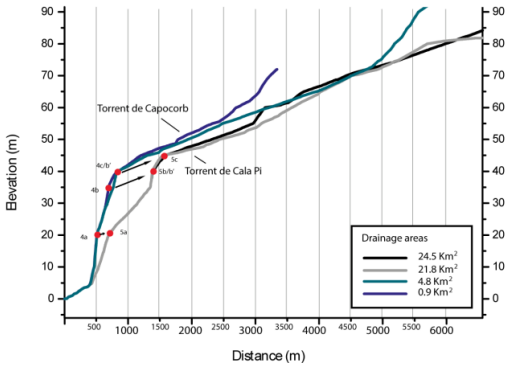


Fig. 4. Longitudinal profiles of the Cala Pi stream and its tributary Capocorb.

Every base-level lowering event has triggered incision waves, which have progressed through the drainage network as KPs, so similar shapes can be found in the tributary Capocorb. As the pulse of incision extends into the upper reaches of the network or encounters a lesser tributary, the erosive capacity of that channel may not be capable of keeping pace with downstream incision rates. The small drainage area channels are unable to keep pace with the lowering and thus develop steep KPs.

The maintenance of KPs as they propagate confirms the importance of catchment area (discharge) in determining KP retreat and morphology.

Acknowledgements

The Royal Society of Edinburgh (RSE) funded Paul Bishop's visit to Mallorca.

REFERENCES

Bishop, P. 2007. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. Earth Surface Processes and Landforms 32, 329–365.

Bishop, P., Hoey, T.B., Jansen, J.D., Artza I.L. 2005. Knickpoint recession rates and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. Earth Surface Processes and Landforms 30, 767–778.

Crosby, B.T. and Whipple, K.X. 2006. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. Geomorphology 82, 16–38.

Gardner, T.W. 1983. Experimental study of knickpoint and longitudinal evolution in cohesive, homogeneous material. Geological Society of America Bulletin 94, 664–672.

Grimalt, M. 2001. Anàlisi de les inundacions de 1996 i 1998 al torrent de cala Pi i altres cursos del vessant marítim de Llucmajor. Conselleria de Medi Ambient. Direcció Gral. de Recursos Hídrics.

Leopold, L.B. and Langbein, W.B. 1962. The concept of entropy in landscape evolution. US Geological Survey Professional Paper 500 A, 3–20.

Reinhardt, L., Bishop, P., Hoey, T.B., Dempster, T.J., Sanderson, D.C.W., 2007. Quantification of the transient response to base-level fall in a small catchment: Sierra Nevada, southern Spain. Journal of Geophysical Research 112, F0305

Whipple, K.X. and Tucker G.E. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. Journal of Geophysical Research 104, 17,617–17,674.

EVOLUCIÓN MORFOSEDIMENTARIA Y DEL RELIEVE EN EL VALLE DEL RÍO GUADIANA MENOR (ALTO GUADALQUIVIR, PLEISTOCENO SUPERIOR-ACTUALIDAD)

Morphosedimentary evolution and controls on alluvial units in the Guadiana Menor River (Upper Guadalquivir River, Late Pleistocene-Recent)

F. García-García[1], J.A. Calero[1], F. Pérez-Valera[2] y M. Sánchez-Gómez[1]
1 Departamento de Geología, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas, 23071-Jaén, email: fegarcia@ujaen.es
2 Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra (CEACTierra) – Universidad de Jaén

Abstract: Late Quaternary alluvial morphopedosedimentary units infilling tributary valleys of the Guadiana Menor River (SE of Spain) are described on the basis of geomorphological mapping, sedimentological analysis, palaeosoil development and radiocarbon chronology. Four units (MU1-4) were differentiated at +80 (MU1), +12-10 (MU2 and MU3) and +1 m (MU4) above the riverbed. Each unit records an alluvial aggradation stage infilling palaeovalleys incised into the underlying unit. MU1 unit (Late Pleistocene: >45-24 Ka BP) is represented by tectonically-deformed gravels and sands in braided channels and bars distally evolving to silty clays with palaeosoils deposited in floodplain. MU2 unit (5.6-2.7 Ka BP) is represented by breccias and sands distally evolving to red and white laminated rhythmite of silt and clay deposited in playa-lake. The MU3 (600-700 BP) unit is represented by cm-thick breccias and sands sheet layers deposited by sheet-flows in semiarid constrained alluvial fans. MU4 unit consists of gravel-dominated beds deposited in channels and bars of braided fluvial systems. Alternation of aggradation against fluvial incision stages, alluvial fan against fluvial systems, poorly- against well-developed palaeosoils are interpreted as the response of the rivers to climate oscillations, active tectonic and changes of land uses.

Palabras clave: morfoestratigrafía aluvial, geomorfología fluvial, control climático, Alto Guadalquivir, Cuaternario
Key words: alluvial morphostratigraphy, fluvial geomorphology, climate control, Upper Guadalquivir, Quaternary

1. INTRODUCCIÓN

El registro de unidades aluviales cuaternarias en regiones semiáridas es un excelente indicador de los cambios ambientales y de la respuesta geomorfológica de los sistema aluviales a las oscilaciones climáticas (Sancho et al., 2008). Además, en regiones sometidas a tectónica activa como es el caso del Corredor del Guadiana Menor (Pérez-Valera et al., 2012) y donde la historia de asentamientos humanos muestran una presión demográfica importante desde el Neolítico (Nocete et al., 2011), el control tectónico y los cambios y legado de usos del suelo deberán ser tenidos en cuenta en la conformación de la morfoestratigrafía fluvial, la evolución del relieve durante el Cuaternario reciente y en la gestión integrada de cuencas.

La activa dinámica morfosedimentaria de este sector del Alto Guadalquivir como respuesta a los cambios en las condiciones ambientales acaecidos durante el Cuaternario reciente puede ayudar a comprender mejor la activa dinámica geomorfológica actual sometida a recientes inundaciones (inviernos de 2009-10 y 2013) y desequilibrios en el balance de erosión (desarrollo de *badlands*) y sedimentación (colmatación de embalses).

2. METODOLOGÍA

Se han cartografiado y medido la altura media respecto al lecho del río actual los diferentes ni-

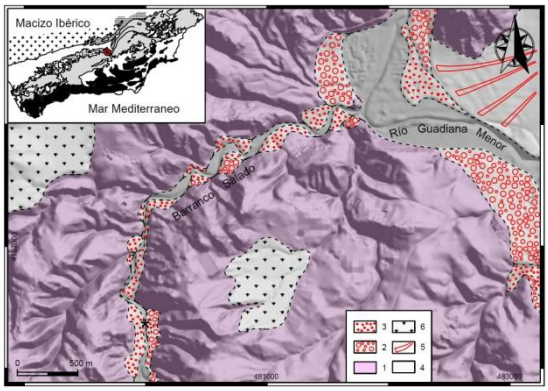


Fig. 1. Esquema geológico del área de estudio (Arroyo Salado, afluente del río Guadiana Menor): 1. Sustrato Mesozoico-Neógeno, 2. Terraza Pleistocena Superior (MU-1), 3. Terraza Holocena (MU-2), 4. Lecho fluvial actual, 5. Conos de deyección, 6. Glacis
Fig. 1. Geological map of the study area (Arroyo Salado, tributary of the Guadiana Menor River): 1. Mesozoic-Neogene substrate, 2. Upper Pleistocene terrace (MU-1), 3. Holocene terrace (MU-2), 4. Riverbed, 5. Scree cone, 6. Glacis

veles de terrazas a partir de MDE, ortofotografías aéreas y campaña GPS. Se ha llevado a cabo el análisis sedimentológico de depósitos y edafológico de paleosuelos (descripción macromorfológica, pH, textura) en afloramientos. La cronoestratigrafía de unidades fue realizada mediante dos técnicas paralelas, datación absoluta a partir de ^{14}C en carbones y datación relativa mediante índice de desarrollo de perfil PDI (Harden, 1982) de paleosuelos. La datación por radiocarbono fue llevada a cabo en el Laboratorio de Radiocarbono Beta Analytic (Miami, USA), utilizando para la calibración de edades la base de datos INTCAL04 a partir de los modelos de Talma y Vogel (1993).

3. CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

El valle del Guadiana Menor representa una frontera hidroclimática. Limita la región semiárida del sureste peninsular con precipitaciones anuales inferiores a 350 mm (Del Río et al., 2011). El valle del Guadiana Menor es la expresión morfológica de una estructura tectónica que separa la Sierra de Cazorla de Sierra Mágina. El basamento sobre el que se asientan las unidades cuaternarias, objeto de este estudio, está tectónicamente estructurado en unidades principalmente triásicas, cretácicas y tectosomas consistentes en una *mélange* de materiales de rango de edad desde el Triásico hasta el Mioceno Medio (Fig. 1). La actividad neotectónica de la región ha sido puesta de manifiesto por la sismicidad reciente, y la existencia de fallas y pliegues que afectan a las unidades cuaternarias más antiguas (Pérez-Valera et al., 2012).

4. UNIDADES MORFOSEDIMENTARIAS

Se han diferenciado cuatro unidades morfosedimentarias (denominadas, de más antigua a más modernas: MU-1, MU-2, MU-3, MU-4) en el relleno aluvial de los valles principal y secundarios del Guadiana Menor (Fig. 2A-D). Cada unidad registra un periodo dominado por la agradación sedimentaria (>45-20 ka AP, 5.6-2.7 ka cal AP, 1200-1400 AD y sub-reciente, respectivamente). Entre los periodos de agradación sedimentaria se intercalan periodos donde cesa la agradación y tiene lugar un proceso de incisión fluvial. El cese de la agradación tiene expresión edáfica y geomorfológica: desarrollo de paleosuelos y superficies de aterrazamiento a techo de cada una de estas unidades a +80 (MU-1), +12 (MU-2), +10 (MU-3) y +1 m (MU-4) sobre el lecho fluvial actual.

La unidad morfosedimentaria MU-1 está representada por gravas y arenas fluviales que transicionan distalmente a arcillas limosas con buen desarrollo de horizontes B de paleosuelos de textura arcillosa pardo rojiza con carbonatos iluviales (*paleosoles vérticos*) (Fig. 2A,B). Los depósitos de esta unidad están plegados y afectados por fallas. Rellenando el fondo de los paleovalles excavados en la unidad precedente, se distribuyen las brechas y arenas de la MU-2, con un espesor medio de 6-10 m, que distalmente cambian de facies sedimentarias a una ritmita de laminación centimétrica de arcillas y limos depositados en sistemas de abanico aluvial-playa *lake* (Fig. 2B,C). Estos sedimentos finos presentan estructuras de deformación en sedimento blando. Entre el contenido fosilífero de la unidad abundan diferentes géneros de pequeños gasterópodos pulmonados terrestres. Se han identificado restos de *Tamarix sp* en carbones. El suelo a techo de esta unidad se ha clasificado como un *calcisol*. La unidad MU-3 tiene limitada extensión.

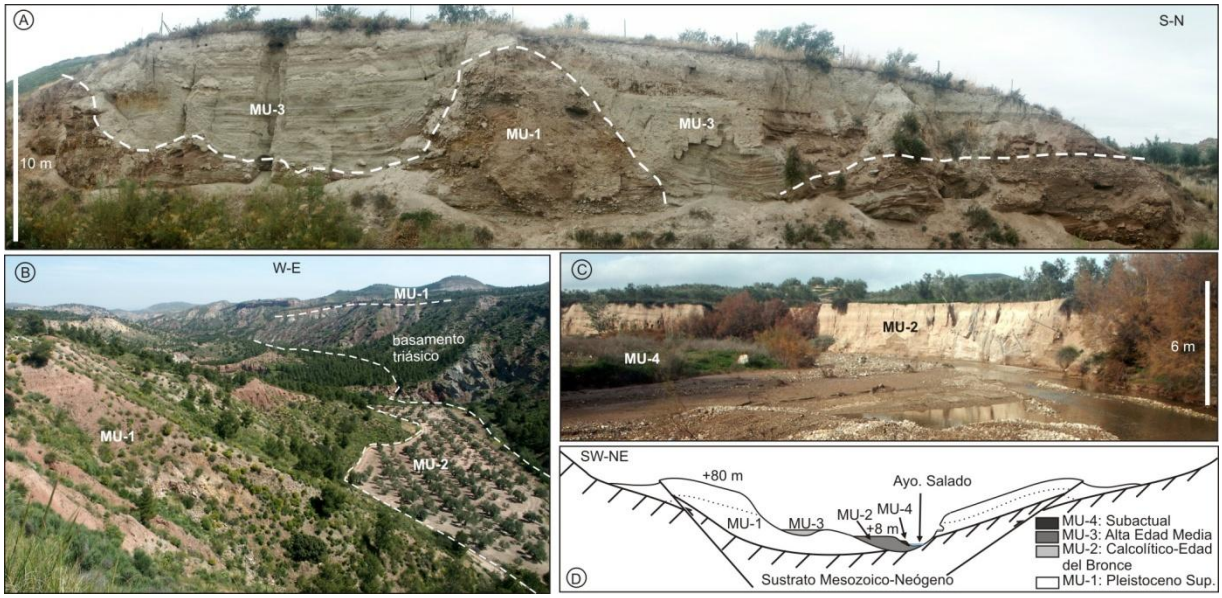


Fig. 2. A. Unidad MU-3 (color gris) rellenando paleovalles encajados en la unidad MU-1 (color rojo), B. Panorámica del tramo medio-alto del valle del Arroyo Salado, C. Unidades deposicionales recientes (MU-4 y lecho actual del río tipo trenzado) rellenando el actual fondo de valle encajado en la unidad MU-2, D. Esquema sintético transversal al valle del Arroyo Salado (sin escala) mostrando la arquitectura del relleno sedimentario durante el Cuaternario reciente.
Fig. 2. MU-3 unit (grey unit) filling the palaeovalleys incised into the MU-1 unit (red unit), B. Panoramic view of the middle-upper reach of the Arroyo Salado, C. Recent depositional units (MU-4 and braided-type riverbed) infilling the valley cutting the MU-2 unit, D. Synthetic transversal scheme of the Arroyo Salado (not to scale) showing the Quaternary depositional architecture

Rellena paleocanales encajados en la MU-1 y su depósito está dominado por capas de espesor decimétrico de brechas y arenas depositadas por flujos laminares en contextos de abanicos aluviales poco maduros (Fig. 2A). La aparición de niveles con gran concentración de carbones se han atribuido a incendios. Los depósitos de gravas y arenas de la MU-4 reflejan el estilo sedimentario de canales y barras de sistemas fluviales trenzados que caracterizan la dinámica sedimentaria actual en los tributarios del Guadiana Menor (Fig. 2C). Las crecidas de los inviernos de 2009-10 y 2013 llegaron a inundar esta terraza, por lo que para muy altos caudales se activa como llanura de inundación del río actual.

5. FACTORES QUE HAN CONTROLADO EL RELIEVE

5.1. Tectónica activa

Los datos estructurales y la cronoestratigrafía de las unidades cuaternarias deformadas ponen de manifiesto la existencia de un repunte de actividad tectónica durante el Pleistoceno superior-Holoceno. Fallas y pliegues de carácter transpresivo deforman la unidad morfosedimentaria MU-1 (>45.000-24.000 A.P.), pero no se observan en la unidad suprayacente (MU-2, 5700-2700 A.P.). En cambio, ambas unidades muestran niveles de sismitas. La importante etapa de incisión fluvial entre 24 y 5.7 ka, con valores de encajamiento de la red fluvial de hasta 80 m, podría ser el resultado de una combinación del efecto de la caída del nivel del mar asociada al máximo glacial (12000 años AP) y una etapa de reactivación tectónica local estructuralmente puesta en evidencia por las fallas que cortan a los depósitos de la unidad MU-1 (Pérez-Valera et al., 2012).

5.2. Clima

Las condiciones de formación de los perfiles de las cronosecuencias estudiadas en los paleosuelos de la MU-1, si bien existen indicios de que han sido principalmente estacionales y bien drenadas, parecen haber sido algo más húmedas que las actuales, dada la aparición de horizontes B demasiado desarrollados para las condiciones climáticas actuales. Esta conclusión se hace evidente al estudiar el mapa de suelos de la zona (Oyonarte, 2001), con relativa presencia de unidades de suelos más evolucionados (Luvisoles, Cambisoles y, en parte, calcisoles) de lo esperable con una MAP

de entre 300 y 350 mm/año. El calcisol a techo de la unidad MU-2, la paleoecología de las asociaciones de gasterópodos, los *Tamarix sp* identificados en carbones de esta unidad y los ambientes de sedimentación proximales tipo abanico aluvial y distales tipo playa-lake señalan condiciones climáticas de tipo Mediterráneo sin encharcamientos prolongados, coincidentes con el inicio del proceso de aridificación del sur peninsular según registros palinológicos (Carrión et al., 2001).

5.3. Uso del suelo

La horquilla temporal de la unidad MU-2 abarca desde el inicio de los principales asentamientos agrícolas neolíticos (cuarto milenio AC) en el sur Peninsular pasando por un periodo de importante presión demográfica en el Alto Guadalquivir a partir de 4200-3900 AP ligado a la metalurgia del cobre (Nocete et al., 2011) hasta las culturas del Periodo del Bronce. El dominio de sedimento de grano fino en esta unidad interpretado como resultado de arroyadas en pendientes con poca cubierta vegetal y la abundancia de niveles de acumulación de carbones en la MU-2 son relacionados con incendios. Estas interpretaciones parecen indicar que la desforestación inducida por la actividad humana debió ejercer un papel importante en la acumulación extensiva de sedimento aluvial en el fondo de los valles, como en otras regiones peninsulares (sector central de la Depresión del Ebro, Constante et al., 2010). En cualquier caso es para la unidad depositada en el alto medievo, la MU-3, cuando la influencia en el uso del suelo parece agudizada por la gran abundancia de niveles de incendios que registra esta unidad y por el depósito dominado por flujos laminares de granos angulosos característico de abanicos aluviales de regiones semiáridas con cuencas desprotegidas de vegetación.

6. CONCLUSIONES

Tres principales etapas de agradación fluvial han dejado registro sedimentario en el relleno aluvial durante el Cuaternario reciente del valle del Guadiana Menor: Pleistoceno Superior (MU-1: >45.000-20.000 AP), Calcolítico-Edad del Bronce (MU-2: 5700-2700 AP) y medieval (MU-3: 1200-1400 AD). La tectónica transpresiva pudo ejercer un importante control durante el periodo finiPleistoceno-Holoceno inferior caracterizado por la incisión de la red fluvial. La coincidencia de la segunda etapa de agradación aluvial con la intensa ocupación humana del área desde el Neolítico pone de manifiesto el uso del suelo como principal causante de la acumulación de sedimentos en los fondos de los valles durante el periodo de aridificación del Holoceno medio, y durante la etapa de agradación de la Alta Edad Media.

Agradecimientos

Los autores han desarrollado su investigación como integrantes del proyecto IEG-0617-0280-26 financiado por el Instituto de Estudios Giennenses-Diputación Provincial de Jaén.

REFERENCIAS

Carrión, J.S., Andrade, A., Bennet, K.D., Navarro, C., Munuera, M. 2001. Crossing forest thresholds: Inertia and collapse in a Holocene sequence from south-central Spain. Holocene, 11, 635-653.

Constante, A., Peña-Monné, J.L., Muñoz, A. 2010. Alluvial geoarchaeology of an ephemeral stream: Implicacions for Holocene landscape change in the central part of the Ebro Depression, Northeast Spain. Geoarchaeology, 25 (4), 475-496.

Del Río, S., Herrero, L., Fraile, R., Penas, A. 2011. Spatial distribution of recent rainfall trends in Spain (1961-2006). International Journal of Climatology, 31, 656-667.

Harden, J.W., 1982. A quantitative index of soil development from field descriptions: examples for a chronosecuence in central California. Geoderma 28, 1-28.

Nocete, F., Sáez, R., Bayona, M.R., Peramo, A., Inacio, N., Abril, D. 2011. Direct chronometry (^{14}C AMS) of the earliest copper metallurgy in the Guadalquivir Basin (Spain) during the Third millennium BC: first regional database. Journal of Archaeological Science, 38, 3278-3295.

Oyonarte, C. 2001. Mapa de Suelos de Pozo Alcón escala 1:100.000. Proyecto LUCDEME. Servicio de publicaciones de la Universidad de Almería.

Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez, M., Peláez, J.A., Pérez-Valera, L.A., 2012. Fallas de edad Pleistoceno superior en el entorno del terremoto de Huesa, Jaén: implicaciones sismotectónicas. Geogaceta, 52, 25-28.

Sancho, C., Peña, J.L., Muñoz, A., Benito, G., McDonald, E., Rhodes, E.J., Longares, L.A. 2008. Holocene alluvial morphopedosedimentary record and environmental changes in the Bardenas Reales Natural Park (NE Spain). Catena, 73, 225-238.

Talma, A.S., Vogel, J.C., 1993. Radiocarbon 35(2), 317-322.

ANÁLISIS DE FUENTES DE DATOS PARA LA ESTIMACIÓN DE CAUDALES MÁXIMOS DIARIOS. APLICACIÓN EN LA CUENCA DEL RÍO PORQUERA (LEÓN)

Data source assessment to estimate daily peak flow. Application in the Porquera River Basin (León).

S. Sanz[1], M. Ferrer-Julia[2] y E. García-Meléndez[2]

1 Maestro Nebreda nº3 3ºD 09400 Aranda de Duero (Burgos), samuelsanz90@gmail.com
2 Área de Geodinámica Externa, Facultad de CC. Biológicas y Ambientales. Universidad de León. Campus de Vegazana, sn 24071-LEÓN, mferj@unileon.es, egarm@unileon.es

Abstract: Different data sources to estimate those variables involved into the Modified Rational Method (MRM) are analyzed in this study. The objective is to define the limits of their application when estimating daily peak flows in the Porquera River Basin (León, NW of Spain). The acquired results show 24 peak flow scenarios. Among the different analyzed variables, hydrological soil data and beta parameter show strong differences in estimated runoff discharges depending on their source data. It doesn't happen the same when variables are related to precipitation (maximum daily precipitation and torrential factor I_1/I_d).

Palabras clave: inundaciones, Método Racional Modificado, fuente de datos, caudales máximos instantáneos, Porquera
Key words: flood, Modified Rational Method, data source, peak flow, Porquera River

1. INTRODUCCIÓN

El incremento de datos y estudios disponibles en internet ha supuesto un gran avance en todos los ámbitos de la ciencia. Sin embargo, en muchas ocasiones las condiciones para los que fueron diseñados difieren en gran medida del uso que se hace de ellos, por lo que es necesario un análisis crítico de sus aplicaciones.

La Hidrología no es ajena a este proceso. La apertura al público de bases de datos espaciales de las Administraciones relacionadas con estudios del agua facilita al usuario el acercamiento a la problemática. Pero en muchas ocasiones, es difícil seleccionar cuál de ellas se ajusta mejor al tipo y área de estudio.

En el presente estudio se analizan diversas fuentes de datos de variables que intervienen para la estimación de caudales máximos diarios en la cuenca del río Porquera (León).

2. ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca del río Porquera se localiza en el límite noroccidental de la cuenca del río Duero, en la provincia de León. El río Porquera nace en los Montes de León y tiene un recorrido de 20 km en dirección sudeste hasta su desembocadura en el río Tuerto, definiendo una cuenca de drenaje de 199 km^2.

La litología de la cuenca se encuentra marcada por el predominio de materiales cámbricos y ordovícicos: pizarras, cuarcitas y limolitas, con depósitos terciarios en los interfluvios y cuaternarios en las zonas de influencia fluvial. La vegetación se compone de pinares de repoblación en la mayor parte de la cuenca, con brezales y praderas en las zonas altas del norte y cultivos de regadío y secano en las zonas llanas del centro de la cuenca y el fondo del valle.

La zona de estudio de inundaciones se sitúa en el tramo medio del curso del Porquera, donde el valle comienza a ensancharse y desarrolla una amplia llanura de inundación, con varios niveles de terrazas, hasta el comienzo del tramo final, 5 km al sur, donde el valle adquiere un marcado encajamiento. Dentro de este tramo se localizan las poblaciones de Zacos, Vega de Magaz y Magaz de Cepeda. En la llanura de

inundación, en la margen derecha del Porquera, existe un paleocanal, entre las localidades de Zacos y Vega de Magaz, que en eventos de desbordamiento es reactivado, desembocando sus aguas en la última población citada.

Las precipitaciones en la cuenca se caracterizan por una marcada irregularidad en su distribución, donde se pueden producir eventos de tormenta de una intensidad importante, contando con un registro de precipitación máxima diaria de 75 mm en la estación pluviométrica de Brañuelas (León).

A pesar de las deficiencias de los registros históricos en la zona en lo referente a inundaciones, se tiene constancia de un suceso de desbordamiento en febrero de 1985 en el río Porquera. Además, las inundaciones producidas en los meses de diciembre de los años 1909, 1910 y 1995 en el río Tuerto, cuya cuenca se encuentra adyacente a la del Porquera, podrían haber afectado a esta última, debido a que las precipitaciones que las originaron fueron muy generalizadas en toda la zona.

3. MÉTODO

La estimación de los caudales máximos de la cuenca del río Porquera se ha realizado a partir del Método Racional Modificado (MRM) propuesto por Témez (1987). Se trata de un modelo de evento de tipo agregado del proceso de precipitación-escorrentía. El cálculo de los caudales máximos mediante el MRM se basa en la siguiente expresión:

$$Q = \frac{CIA}{3.6} K \qquad (1)$$

donde:

Q es el caudal máximo en m^3/s

C es el coeficiente de escorrentía, cuyo valor será función de la precipitación máxima diaria (P_d) y el umbral de escorrentía (P_0)

I es la intensidad de la tormenta de diseño en mm/h, cuyo valor será función del tiempo de concentración (T_c) y el coeficiente de torrencialidad (I_1/I_d)

A es la superficie de la cuenca en km^2

K es el coeficiente de uniformidad, que es función del tiempo de concentración (T_c).

En el presente estudio se han empleado diferentes fuentes de datos para el cálculo de los distintos parámetros del MRM, en concreto para las precipitaciones máximas diarias (P_d), el parámetro del umbral de escorrentía (P_0), el parámetro beta (β) y el índice de torrencialidad (I_1/I_d).

3.1. Precipitaciones máximas diarias (P_d)

Los datos de precipitaciones utilizados para el cálculo de los caudales máximos (Q) son los datos de precipitaciones máximas en 24 horas (PM_{24}) para los que se supone una intensidad constante en toda la cuenca. Las fuentes utilizadas han sido tres: (i) red de estaciones meteorológicas de la AEMET con las que se ha realizado un análisis estadístico para obtener la precipitación máxima diaria anual (PMDA) de distintos periodos de retorno; (ii) aplicación MAXPLUWIN (Ministerio de Fomento, 1999); y (iii) aplicación de cuantiles regionales (Ministerio de Fomento, 1999). Estas dos últimas fuentes ofrecen datos de precipitación máxima diaria anual (PMDA), dato que se transformó posteriormente en valores de PM_{24} mediante el factor F = 1,13 aceptado por la Organización Mundial de Meteorología (OMM), como se recomienda en Salas y Carrero (2008).

3.2. Parámetro del umbral de escorrentía (P_0)

Los valores del umbral de escorrentía se calculan a partir de 5 parámetros físicos que definen la cuenca: prácticas de cultivo, pendiente, usos del suelo, grupos hidrológicos del suelo y estado de humedad antecedente.

En el parámetro grupos hidrológicos del suelo se han empleado datos de dos fuentes diferentes: el mapa de grupos hidrológicos del MAGRAMA elaborado en base al de Ferrer Juliá (2003) y el mapa de permeabilidades de España a escala 1:200.000 del IGME (2006). Este último presenta en el área de estudio 5 niveles de permeabilidad: muy alta, alta, media, baja y muy baja. Las equivalencias con los grupos hidrológicos se muestran en la Tabla 1.

Tabla 1. Equivalencias entre nivel de permeabilidad y grupo hidrológico.
Table 1. Assignment of hydrological groups to permeability units.

Categorías de permeabilidad	Grupos hidrológicos
Muy alta	A
Alta	B
Media	C
Baja	D
Muy baja	D

3.3. Parámetro Beta (β)

Es un coeficiente corrector utilizado para calibrar el valor del umbral de escorrentía (C), principalmente para intentar contrarrestar los errores que se incorporan en el modelo con el estado medio de humedad antecedente del suelo del parámetro P_0. Los datos utilizados de β han sido los datos del mapa del coeficiente corrector del umbral de escorrentía de Témez (1987) y el método propuesto para CAUMAX del MARM (2011).

El primero es un mapa de isolíneas de la España Peninsular desarrollado por Témez (1987) en el que vienen representados los valores de β.

MARM (2011) dividió la Península Ibérica en regiones homogéneas y calculó el valor medio de β para un período de retorno de 10 años. Para el resto de períodos de retorno estableció un factor corrector (F_T) en cada una de las regiones. En el presente estudio, una vez aplicados estos valores tabulares de β, se obtuvieron resultados incoherentes en el coeficiente de escorrentía (C), de manera que C100 > C500. Al contrastar los valores de F_T con los PMDA se observó que la nube de puntos mostraba una ligera desviación en el período de retorno de 500 años, por lo que se disminuyó ligeramente el valor de F_T (1,85 en vez del 1,9 inicial).

3.4. Índice de torrencialidad (I_1/I_d)

El índice de torrencialidad (I_1/I_d) describe el carácter torrencial del régimen pluviométrico. Es el resultado del cociente entre la intensidad media de la tormenta de una hora de duración (I_1) y la intensidad diaria (I_d). Este índice ha sido calculado a partir del mapa de isolíneas I_1/I_d de Témez (1987) y la aplicación MAXIN de Salas y Carrero (2008). Esta aplicación permite hallar valores de PMDA, PM_{24} e I para diferentes períodos de retorno y se obtiene para cada municipio a partir de los valores municipales de las variables que utiliza la aplicación. Entre estas variables se encuentra el índice de torrencialidad (I_1/I_d).

4. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

El empleo de las diferentes fuentes de datos citadas para la aplicación del MRM ha dado como resultado 24 escenarios diferentes para cada período de retorno de los valores de Q. Para la comparación de los escenarios se han empleado los resultados obtenidos para un período de retorno de 10 años (Tabla 2), debido a que los resultados de períodos de retorno superiores tienen un mayor nivel de incertidumbre.

Tabla 2. Valores de caudales máximos instantáneos correspondientes a un período de retorno de 10 años en la cuenca del río Porquera para los distintos escenarios analizados.

Table 2. Peak flow values for a 10-years return period in the Porquera River Basin according to the different analyzed scenarios.

Escen.	PM_{24}	P_0	β	I_1/I_d	Q_{10}
1	Aemet	MAG.	Témez	Témez	-10
2	Aemet	MAG.	Témez	Maxin	-9,7
3	Aemet	MAG.	Caum.	Témez	33,6
4	Aemet	MAG.	Caum.	Maxin	33,6
5	Aemet	Perm.	Témez	Témez	13,9
6	Aemet	Perm.	Témez	Maxin	13,5
7	Aemet	Perm.	Caum.	Témez	67,4
8	Aemet	Perm.	Caum.	Maxin	65,4
9	Max.	MAG.	Témez	Témez	-8,4
10	Max.	MAG.	Témez	Maxin	-8,2
11	Max.	MAG.	Caum.	Témez	37,1
12	Max.	MAG.	Caum.	Maxin	36
13	Max.	Perm.	Témez	Témez	16,6
14	Max.	Perm.	Témez	Maxin	16
15	Max.	Perm.	Caum.	Témez	72,2
16	Max.	Perm.	Caum.	Maxin	70
17	Cuant.	MAG.	Témez	Témez	-6,7
18	Cuant.	MAG.	Témez	Maxin	-6,5
19	Cuant.	MAG.	Caum.	Témez	40,8
20	Cuant.	MAG.	Caum.	Maxin	39,5

21	Cuant.	Perm.	Témez	Témez	19,4
22	Cuant.	Perm.	Témez	Maxin	18,8
23	Cuant.	Perm.	Caum.	Témez	77,3
24	Cuant.	Perm.	Caum.	Maxin	75

Estos resultados se pueden agrupar en 4 grupos diferentes:

Grupo 1: valores de Q_{10} negativos

Grupo 2: valores de Q_{10} inferiores a $20 m^3/s$

Grupo 3: valores de Q_{10} entre 30 y 40 m^3/s

Grupo 4: valores de Q_{10} superiores a 60 m^3/s

Los escenarios pertenecientes al Grupo 1 fueron descartados de forma automática, pues sus valores negativos son el resultado de un umbral de escorrentía superior a las precipitaciones. Esto se debe a la combinación del mapa de grupos hidrológicos de España del MAGRAMA con los valores de β del mapa del coeficiente corrector del umbral de escorrentía, pues ambos son demasiado elevados para los valores de precipitación de un período de retorno de 10 años.

El mapa de grupos hidrológicos del suelo del MAGRAMA tiene una escala demasiado pequeña (1:1.000.000) para poder adaptarse a las condiciones de trabajo de la cuenca del Porquera, quedando toda ella clasificada dentro de la misma categoría. En contraposición, el mapa de permeabilidades del IGME, con escala 1:200.000, permite diferenciar varias categorías de grupos hidrológicos dentro de la cuenca, por lo que se considera su uso más apropiado para el cálculo del parámetro P_0 en cuencas de pequeño tamaño. Así pues, se han desechado los escenarios derivados del mapa del MAGRAMA, que se corresponden con los escenarios del Grupo 2.

El uso de los coeficientes modificadores de β utilizados para el estudio de CAUMAX (MARM, 2011), con ligeras modificaciones facilitan un mejor ajuste de los caudales en distintos periodos de retorno, obteniéndose unos valores más cercanos a los esperados en eventos de inundaciones y bastante alejados de los caudales bajos estimados a partir del mapa Témez (1987). Estos últimos son los escenarios correspondientes al Grupo 3.

Los resultados muestran que todas las fuentes empleadas para hallar los datos de precipitaciones máximas diarias se ajustan bien a esta área de la Península. Pero el uso de los datos de AEMET, que ofrecen series más actualizadas, se considera más adecuado.

Por último, en el área de estudio los datos de I_1/I_d, muestran diferencias pequeñas entre los valores de las distintas fuentes empleadas. Dado que en la aplicación MAXIN los datos se presentan a escala municipal, se considera que esta fuente de datos puede ser más apropiada en general frente a la escala nacional del mapa de Témez de I_1/I_d.

De este modo, el escenario que se considera más cercano a las condiciones de la cuenca del río Porquera es el escenario 8.

Agradecimientos

Trabajo financiado por la Junta de Castilla y León, proyecto de investigación LE311A12-2.

REFERENCIAS

Ferrer Juliá, M. 2003. Análisis de nuevas fuentes de datos para la estimación del parámetro del número de curva; perfiles de suelo y teledetección. Monografías CEDEX, C48, Madrid.

IGME. 2006. Mapa de Permeabilidades de España 1/200.000. Instituto Geológico y Minero de España.

MARM. 2011. Mapa de caudales máximos. Memoria técnica. Ministerio de Medio Ambiente Rural y Marino, Madrid.

Ministerio de Fomento. 1999. Máximas lluvias diarias en la España Peninsular. Series Monográficas. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Fomento, Madrid.

Salas, L., Carrero, L. 2008. Estimación de la intensidad máxima anual para una duración y período de retorno determinados en la España Peninsular mediante la aplicación informática MAXIN. Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Forestal. Universidad Politécnica de Madrid. Disponible en http://138.100.95.131/hidraulica/MAXIN_v2/MAXIN/APLICACION/principal.html

Témez, J.R. 1987. Cálculo hidrometeorológico de caudales máximos de en pequeñas cuencas naturales. Dirección General de Carreteras, Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, Madrid.

CAMBIOS GEOMORFOLÓGICOS EN CAUCES TORRENCIALES EN RELACIÓN CON CAMBIOS EN LA CUBIERTA VEGETAL

Geomorphic changes in torrential rivers related to changes in land cover

Y. Sanjuán[1], J. M. García-Ruiz[1], A. Gómez-Villar[2], E. Nadal-Romero[3], J. Álvarez-Martínez[4], P. Serrano-Muela[1], J. Arnáez[5] y P. González-Sampériz[1]

[1] Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, C. Aula Dei, Apdo. 13.034, 50.080-Zaragoza. ysanjuan@ipe.csic.es
[2] Departamento de Geografía y Geología, Universidad de León, 24.071-León.
[3] Departamento de Geografía, Universidad de Zaragoza, 50.009-Zaragoza.
[4] Departamento de Ingeniería Agrícola y Forestal, Campus La Yutera, 34.071-Palencia.
[5] Área de Geografía Física, Universidad de La Rioja, 26.004-Logroño.

Abstract: The Ijuez River drains a small catchment in the Eocene flysch of the Central Pyrenees, with natural and reforested forests and subalpine grasslands above 1700 m. The alluvial plain shows the typical characteristics of braided rivers, with a large accumulation of coarse sediment and a wandering channel. A reach of 4 km has been studied in detail, where the presence of several sedimentary structures reveals the occurrence of various hydrological and geomorphic changes: (i) a fluvial terrace located 3-4 m above the actual channel; (ii) a large debris flow accumulation over the terrace; and (iii) the alluvial plain, which has recently incised into de sediment accumulation. These structures are inferred to be the consequence of land cover changes occurred in the subalpine and montane belts in the last 150 years.

Palabras clave: río torrencial, río trenzado, flujos de derrubios, cambios de uso del suelo, Pirineos
Key words: torrential river, braided river, debris flows, land-use changes, Pyrenees

1. INTRODUCCIÓN

La morfología de cauces y llanuras aluviales expresa las características de la cuenca, especialmente el clima, las pendientes, la litología y la cubierta vegetal y usos del suelo. Estas características influyen en los procesos de generación de escorrentía, la magnitud de las crecidas y los procesos de erosión y transferencia de sedimento. Por esta razón, cualquier cambio que tenga lugar en la cuenca afecta en un plazo más o menos inmediato a la morfología del cauce y a su dinámica. Las áreas de montaña se han visto afectadas por importantes cambios en la cubierta vegetal durante los últimos dos siglos debido a las transformaciones de los usos del suelo y de la presión demográfica sobre el territorio. En el Pirineo español es bien conocido que a mediados del siglo XIX se alcanza el máximo demográfico y que gran parte de las laderas son deforestadas, a veces para implantar sistemas agropecuarios con un fuerte impacto erosivo (Lasanta et al., 2006). Posteriormente, sobre todo a partir de mediados del siglo XX, tuvo lugar una intensa despoblación y el abandono de tierras de cultivo en laderas, junto con un descenso de la presión ganadera. Esto se tradujo en una notable expansión de las masas forestales que explican un descenso de los caudales y del transporte de sedimento (Beguería et al., 2003), en un proceso similar al de otras montañas mediterráneas (García-Ruiz y Lana-Renault, 2011; García-Ruiz et al. 2011). Por esta razón se encuentran en algunos ríos del Pirineo las huellas de cambios recientes, cuya explicación y relación con los cambios de cubierta vegetal es el objetivo principal de este trabajo.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El trabajo se ha llevado a cabo en la cuenca del río Ijuez, afluente del río Aragón. El tramo de cauce estudiado tiene 4 km de longitud y corresponde a una superficie de cuenca de 4,9 km^2 (Fig. 1), con 1180 y 2173 m como puntos más bajo y más alto respectivamente. La

cuenca del río Ijuez se asienta en su totalidad en el flysch eoceno, intensamente plegado y fallado, recubierto por un coluvión con una elevada capacidad para aportar sedimentos de formas súbita. Este coluvión se ve afectado por frecuentes deslizamientos superficiales que evolucionan hacia flujos de derrubios (Bathurst et al., 2007). La zona de pastos subalpinos está drenada por varios barrancos muy activos, profundamente encajados y pendientes, y quedan aún restos de suelo profundo que están afectados por deslizamientos superficiales que no conectan con la red fluvial (García-Ruiz et al., 2010).

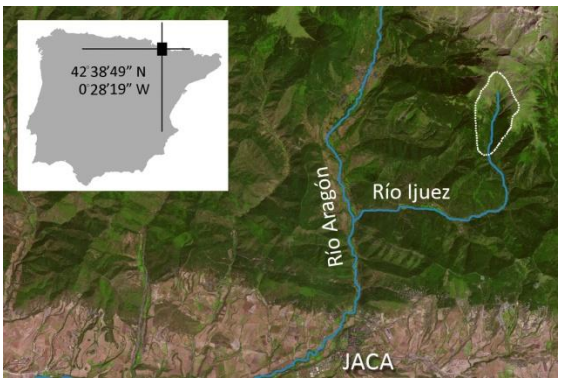


Figura 1. Localización del área de estudio.
Figure 1. Location of the study area.

El clima es submediterráneo de montaña, con 900 mm de precipitación media anual en la parte baja de la cuenca y en torno a 2000-2200 mm cerca de las divisorias. La temporada de lluvias se concentra entre octubre y mayo. La nieve se acumula durante la estación fría a partir de 1650 m. La ocurrencia de eventos hidrológicos de elevada intensidad es frecuente, el último de los cuales generó una intensa avenida en el río Aragón y en el Ijuez (Serrano-Muela et al., 2013), con un pico de avenida en este último probablemente superior a 200 $m^3\ s^{-1}$. (aprox. 50 $m^3\ s^{-1}\ km^{-2}$)
La cuenca del río Ijuez fue casi completamente deforestada y la mayor parte de las laderas por debajo de 1600 m se cultivó, especialmente en la solana. Actualmente los campos de cultivo en laderas están abandonados y recolonizados por densos pinares de *Pinus sylvestris*, en buena parte correspondientes a repoblaciones forestales en la década de 1960.

3. MÉTODOS

Se emplearon fotos aéreas del vuelo de 1956 y la ortofoto de 2006 para elaborar los correspondientes mapas de cubierta vegetal y la evolución de los usos del suelo durante el periodo 1956-2006. El método de Wolman (1954) se utilizó para caracterizar las estructuras sedimentarias del fondo del valle, para lo que se seleccionaron 55 puntos de muestro distribuidos entre el cauce activo, la llanura aluvial, acumulaciones de flujos de derrubios y una terraza fluvial. Seis fragmentos de madera localizados entre los flujos de derrubios fueron datados siguiendo el método de 14C en el Poznan Radiocarbon Laboratory.

4. RESULTADOS

Se han producido grandes cambios en la extensión ocupada por cada cubierta vegetal entre 1956 y 2006 en la cuenca superior del río Ijuez. Destaca la extraordinaria expansión y densificación de los bosques de pino silvestre, que pasan de ocupar 13,6 ha a 220,4 ha. En cambio, los pastos subalpinos se han visto reducidos de 165,3 ha a 96,9, debido a la colonización parcial por el pinar. Los matorrales también han visto reducida su extensión, de 113,2 ha a 50,2 ha, por el mismo proceso de expansión del pinar. También es importante la reducción experimentada por las áreas erosionadas, que pasan de 59,7 a 41,0 ha. Paralelamente, la llanura aluvial ha pasado de 7,7 ha a 4,6 ha, reflejando los cambios ocurridos en las laderas.
Tres tipos de estructuras sedimentarias aparecen en el fondo del valle (Fig. 2).

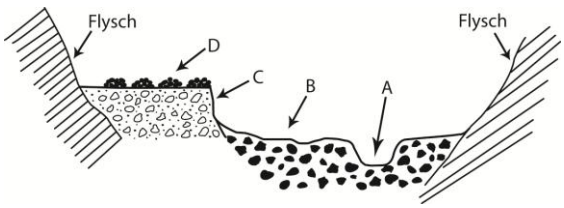


Figura 2. Rasgos geomórficos en la cabecera del río Ijuez. A: Cauce actual. B: Llanura alluvial. C: Terraza fluvial. D: Flujos de derrubios. La anchura del cauce es de unos 150 m. La escala vertical está exagerada
Figure 2. Organization of the sedimentary environments in the upper torrential reach of the Ijuez River. A: active channel; B: active alluvial plain; C: fluvial terrace; D: debris flow deposits. The width of the valley bottom is approximately 150 m. Vertical scale is exaggerated.

En primer lugar hay una terraza que se eleva entre 3 y 4 metros por encima del cauce actual. Se caracteriza por la presencia de clastos de hasta 30 o 35 cm de eje mayor, empastados en una abundante matriz fina. En segundo lugar, sobre la terraza aparece una gran acumulación de clastos desprovistos de matriz fina y dispuestos de manera caótica, que se interpretan como flujos de derrubios (debris flows) que contrastan fuertemente con la terraza subyacente. Ocasionalmente, entre la terraza y los flujos de derrubios aparece un paleosuelo muy delgado. El contacto entre ambas formaciones es nítido, de manera que no puede hablarse de transición entre una y otra (Fig. 3). Por último, la llanura aluvial actual muestra un notable proceso de encajamiento muy reciente, tal como sugiere su evolución superficial, con una gran acumulación de clastos pobremente clasificados. La llanura aluvial funciona como un cauce único en momentos de avenida, aunque normalmente el caudal se limita a un cauce sinuoso que cambia frecuentemente de trazado. La pendiente longitudinal de la llanura aluvial (y asimismo la de la terraza) está en torno a 9º al principio y entre 6-7º al final del tramo estudiado. Es importante señalar que el tamaño de los clastos experimenta un ligero descenso estadísti-camente significativo (Gómez-Villar et al., 2014), como consecuencia de los procesos de clasificación y abrasión típicamente fluviales. En cambio, los flujos de derrubios no muestran la más mínima organización espacial a lo largo del curso, reflejando que han sido producidos por movimientos en masa que no introducen ninguna clasificación.

De los seis fragmentos de madera obtenidos y datados, cinco corresponden a los flujos de derrubios y uno a una sub-terraza fluvial de 1,5m. Todos pertenecen a *Pinus sylvestris*, que es la especie forestal más común del piso montano. Las fechas obtenidas con 14C coinciden alrededor de 100-110 años BP, siendo el más antiguo de 110 ± 30 años y el más joven de 90 ± 25 años.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La existencia de diferentes estructuras sedimentarias en el río Ijuez refleja la ocurrencia de cambios importantes en la cuenca y en su capacidad de producción y transporte de sedimento. Muy probablemente, la acumulación sedimentaria que más tarde se convertiría en la terraza fluvial debió corresponder a un río torrencial debido a las fuertes pendientes de la cuenca y a una notable deforestación que aporta grandes cantidades de finos, quizás desde el piso subalpino, que se deforestó relativamente pronto. Posteriormente el crecimiento demográfico obligó a deforestar las laderas de la montaña media, por debajo de 1600 m, y a cultivar cereales en laderas muy pendientes, a veces mediante sistemas poco conservadores. El resultado debió ser una erosión muy intensa y la formación de flujos de derrubios que se depositaron sobre la terraza fluvial, mostrando un claro cambio de régimen hidrológico y geomorfológico. Esto ocurrió durante el último tercio del siglo XIX, coincidiendo con el máximo demográfico y también con un periodo de mayor frecuencia y magnitud de avenidas fluviales (Machado et al., 2011). Desde la década de 1960 la reforestación natural y artificial ha reducido el aporte de sedimento hacia el cauce, provocando la progresiva incisión en sus propios sedimentos. La terraza y los flujos de derrubios han pasado a ser la principal fuente de sedimento.



Figura 3. Contraste entre la terraza fluvial y el depósito de flujos de derrubios.
Figure 3. Contrast between the fluvial terrace and the debris flows.

Agradecimientos
Proyecto INDICA (CGL2011-27753-C02 y -01) e HIDROCAES (CGL2011-27574_C02-01).

REFERENCIAS

Bathurst, J.C., Moretti, G., El-Hames, A., Beguería, S., García-Ruiz, J.M. 2007. Modelling the impact of forest loss on shallow landslide sediment yield, Ijuez catchment, Spanish Pyrenees. Hydrology and Earth System Sciences 11 (1), 569-583.

Beguería, S., López-Moreno, J.I., Lorente, A., Seeger, M., García-Ruiz, J.M. 2003. Assessing the effects of climate oscillations and land use changes on the streamflow in the Central Spanish Pyrenees. Ambio 32 (4), 283-286.

García-Ruiz, J.M., Lana-Renault, N. 2011. Hydrological and erosive consequences of farmland abandonment in Europe, with special reference to the Mediterranean region – A review. Agriculture, Ecosystems and Environment 140, 317-338.

García-Ruiz, J.M., Beguería, S., Alatorre, L.C., Puigdefábregas, J. 2010. Land cover changes and shallow landsliding in the Flysch sector of the Spanish Pyrenees. Geomorphology 124, 250-259.

García-Ruiz, J.M., López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Lasanta, T., Beguería, S. 2011. Mediterranean water resources in a Global Change scenario. Earth Science Reviews 105 (3-4), 121-139.

Gómez-Villar, A., Sanjuán, Y., García-Ruiz, J.M., Nadal-Romero, E., Álvarez-Martínez, J., Arnáez, J., Serrano-Muela, M.P. 2014. Sediment organization and adjustment in a torrential reach: the Upper Ijuez River, Central Spanish Pyrenees. Cuadernos de Investigación Geográfica 40 (1).

Lasanta, T., Beguería, S., García-Ruiz, J.M. 2006. Geomorphic and hydrological effects of traditional shifting agriculture in a Mediterranean mountain area. Mountain Research and Development 26 (2), 146-152.

Machado, M.J., Benito, G., Barriendos, M., Rodrigo, F.S. 2011. 500 years of rainfall variability and extreme hydrological events in southeastern Spain drylands. Journal of Arid Environments 75, 1244-1253.

Serrano-Muela. M.P., Nadal-Romero, E., Lana-Renault, N., González-Hidalgo, J.C., López-Moreno, J.I., Beguería, S., Sanjuan, Y., García-Ruiz, J.M. 2013. An exceptional rainfall event in the central western Pyrenees: Spatial patterns in discharge and impact. Land Degradation & Development, doi: 10.1002/ldr.2221

Wolman, M.G. 1954. A method of sampling coarse river-bed material. Transactions of the American Geophysical Union 35, 951-956.

ESTIMACIÓN CUANTITATIVA DEL RIESGO POR INUNDACIONES FLUVIALES EN PAJARES DE PEDRAZA (ARAHUETES, SEGOVIA)

Quantitative estimate of the river flooding risk in Pajares de Pedraza (Arahuetes, Segovia)

J. Garrote[1], A. Díez-Herrero[1], F.M. Alvarenga[1,2], C. Reverte[1] y C. Rodríguez[1]

[1] Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid; j.garrote@igme.es
[2] Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN), Kilómetro 5 ½ Carretera a Santa Tecla, Calle y Colonia Las Mercedes, Edificio MARN No. 2, San Salvador. El Salvador.

Abstract: A quantitative economic risk estimation of river flooding was carried out in Pajares de Pedraza (Arahuetes, Segovia). The construction of an artificial levee provides three distinct topographic situations for the area: prior to 1997, existing from 1997 to 2013 and finally the current situation. 1D (HEC-RAS) and 2D (IBER) hydraulic modelling have been used to define flood extension for different return periods. These areas were subsequently related with depth - damage curves specifically defined for the locality.
The first remarkable result highlights the inadequacy of the 1D model, based on the geometrical conditions of the area, especially for situations in which part or the entire artificial levee has already been built. The remaining results, based on the T500 peak flood, highlight the limited reduction of economic losses (around 5%) associated with the development of the levee, and the negative effect of this structure outside the village, where a slight increase of water depth and consequent potential economic damage could be appreciated. Based on previous results, the economic justification for the expansion of the levee is in doubt, at least for the current geometric configuration and flooding process model.

Palabras clave: Modelo hidráulico 2D, avenidas fluviales, riesgo económico, reducción de daños, Segovia
Key words: 2D hydraulic model, river flooding, economic risk, damage reduction measures, Segovia

1. INTRODUCCIÓN Y METODOS

La localidad de Pajares de Pedraza (Arahuetes, Segovia), se sitúa a orillas del río Cega. En esta localidad se están llevado a cabo, entre otras investigaciones (Ballesteros et al, 2012) la estimación cuantitativa del riesgo económico por inundaciones fluviales. Planteándose, además, la justificación económica de las obras de recrecimiento del dique artificial que protege la población.
La obtención de los caudales asociados a distintos periodos de retorno se ha llevado a cabo a partir del tratamiento estadístico de la serie de máximos anuales registrados en la estación de aforos 02016 (Río Cega en Pajares de Pedraza). Con estos caudales se procedió a la modelización hidráulica 1D (HEC-RAS 4.1) y 2D, mediante Iber 2.0 (Bladé et al, 2014). En este trabajo nos centraremos en discutir los resultados asociados con la avenida de mayor magnitud (T_{500}).
Los elementos en riesgo y su vulnerabilidad se definieron sobre la cartografía catastral de la zona; y a partir de la definición de curvas calado-daño (Smith, 1994) específicas para las diferentes tipologías de parcelas urbanas y rústicas definidas. Por último, se tuvieron en cuenta las variaciones topográficas más importantes acaecidas en el entorno de la población de Pajares de Pedraza. Estas variaciones nos han permitido definir tres escenarios, uno previo al año 1997, otra vigente durante el periodo 1997-2013, y por último la situación asociada al momento actual.

2. RESULTADOS

Los resultados obtenidos en el presente trabajo pueden diferenciarse claramente en dos grupos

principales, por un lado, aquellos asociados a la estimación del riesgo económico en Pajares de Pedraza. Por otro lado, tenemos los resultados relacionados con la eficiencia de las obras de mitigación de pérdidas económicas en la localidad, en concreto la eficiencia del levee levantado para la protección de la localidad en 1997 y recrecido a finales del año 2013.

2.1 Riesgo económico en Pajares de Pedraza

Los resultados obtenidos en la estimación de pérdidas económicas para la avenida de T_{500} (Q= 218m^3/s) son los mostrados en la Tabla 1. En los mismos se observa como la reducción de daños económicos ronda únicamente el 5% entre la situación inicial (sin dique) y la situación actual, lo cual nos muestra como para avenidas de elevada magnitud la efectividad del levee no parece excesivamente satisfactoria.

Tabla 1. Pérdidas económicas Avenida T_{500} (€)

Table 1. Economic losses for T_{500} Flood (€)

	Prev. 1997	1997-2013	Actual
HEC-RAS			532000
IBER	610500	593000	583000

Así, dejando a un lado edificaciones singulares, la reducción promedio de los daños por vivienda será de 7800 a 7380€.

2.2. Efectividad de las medidas de mitigación de daños

A través de las Figuras 1 a 4 puede observarse la evolución de las zonas afectadas por la avenida (T_{500}) en el entorno de Pajares de Pedraza, teniendo en cuenta los tres escenarios considerados. En la figura 1 se observa la diferencia entre el escenario inicial y los posteriores; en el primer caso se observan desbordamientos asociados a la localización del puente sobre la carretera que llega al pueblo así como otros situados a la altura de la localidad. En los dos escenarios posteriores solo se observa el desbordamiento asociado a la localización del puente.

Conforme el frente de avenida alcanza la localización del pueblo, en el escenario inicial no se observan variaciones significativas, manteniéndose las zonas de desbordamiento.

Mientras, el escenario 1997-2013 muestra como las aguas alcanzan el pueblo una vez que se ha superado la extensión longitudinal del dique.

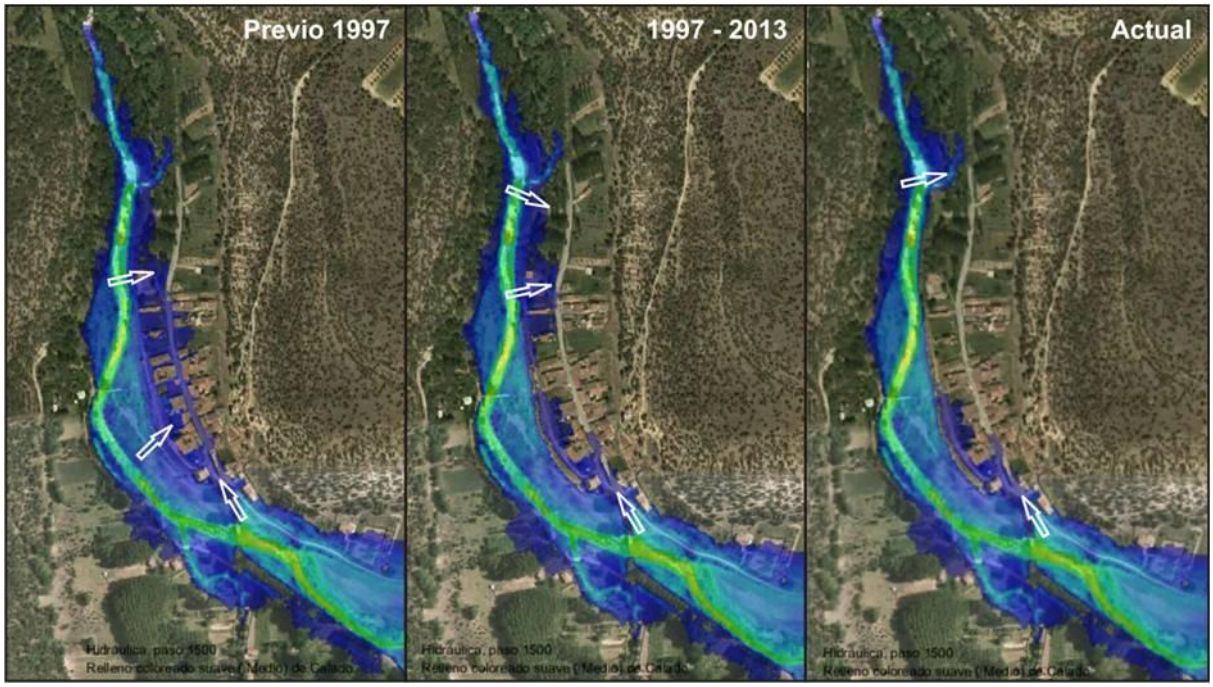


Fig. 1. Resultados de la modelización hidráulica 2D para Tsim 1500s en cada uno de los tres escenarios de topografía considerados. Las flechas blancas indican las direcciones de entrada de las aguas dentro de la localidad.

Fig. 1. Hydraulic modelling results for Tsim 1500 in each of three topographic scenarios. White arrows indicate flood path affecting to the town.

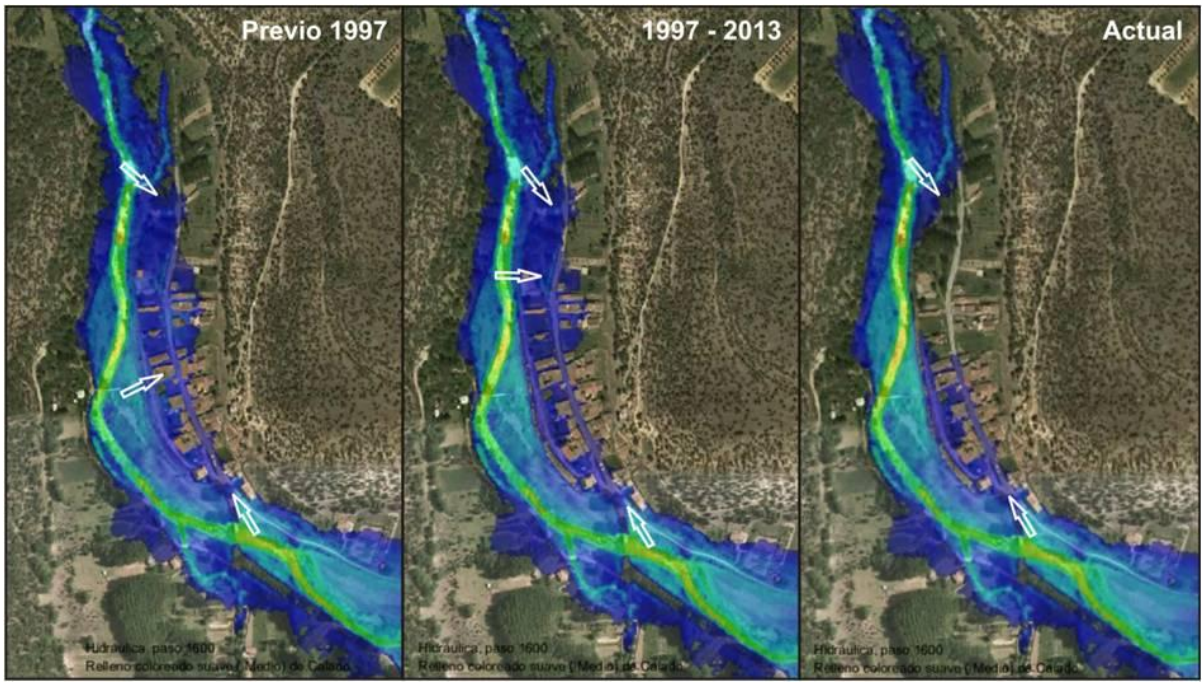


Fig. 2. Resultados de la modelización hidráulica 2D para Tsim 1600s en cada uno de los tres escenarios de topografía considerados. Las flechas blancas indican las direcciones de entrada de las aguas dentro de la localidad.

Fig. 2. Hydraulic modelling results for Tsim 1600 in each of three topographic scenarios. White arrows indicate flood path affecting to the town.

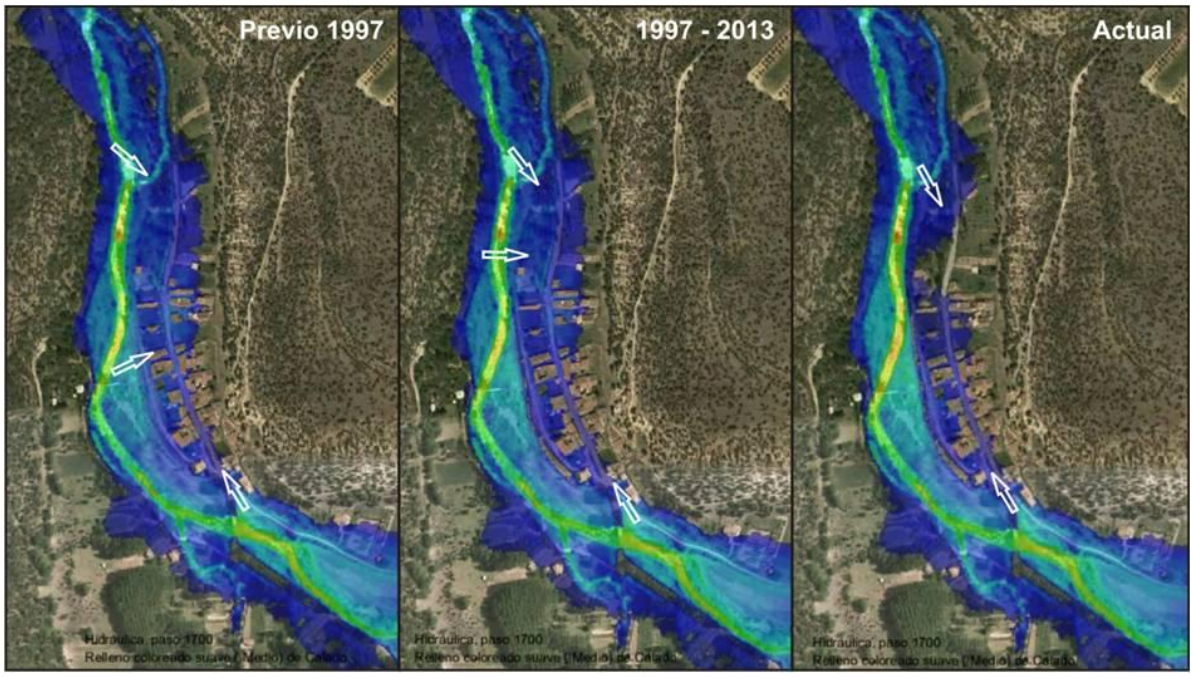


Fig. 3. Resultados de la modelización hidráulica 2D para Tsim 1700s en cada uno de los tres escenarios de topografía considerados. Las flechas blancas indican las direcciones de entrada de las aguas dentro de la localidad.

Fig. 3. Hydraulic modelling results for Tsim 1700 in each of three topographic scenarios. White arrows indicate flood path affecting to the town.

En el escenario actual, la ampliación del dique se muestra efectiva (Figuras 2 y 3) no permitiendo el paso de las aguas, sin embargo comienza a apreciarse la existencia de puntos críticos aguas arriba y abajo de la localidad.

Las Figuras 3 y 4 muestran un reflujo de las aguas una vez superada la extensión actual del dique, provocando junto con las aguas que avanzan desde el puente de la carretera, el anegamiento (menor magnitud) de la población.

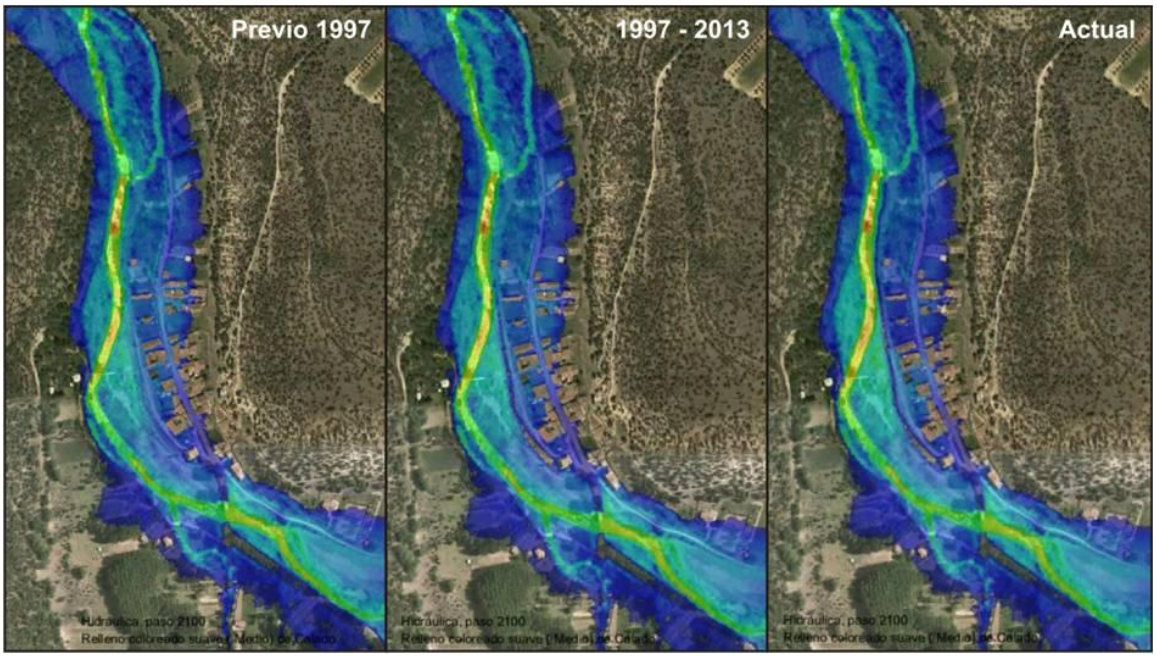


Fig. 4. Resultados de la modelización hidráulica bidimensional para Tsim 2100s en cada uno de los tres escenarios de topografía considerados. Las flechas blancas indican las direcciones de entrada de las aguas dentro de la localidad.
Fig. 4. Hydraulic modelling results for Tsim 2100 in each of three topographic scenarios.

3. CONCLUSIONES

-La estimación de las pérdidas económicas por vivienda, para avenidas de elevada magnitud, se sitúa en el entorno de los 8000€. Esta cifra puede ser una buena aproximación para la estimación de cantidades aseguradas mediante pólizas de seguros.

-La modelización hidráulica de caudales de baja frecuencia (T_{500}) ha mostrado una deficiente planificación de las obras de defensa, pues el cruce de estos datos con una serie de curvas calado-daño específicas para la localidad nos muestra que la reducción de las pérdidas económicas es de apenas un 5% desde la situación inicial sin dique a la situación actual con el recrecimiento de la primera parte del dique construida en 1997.

-A la vista de los resultados de la modelización 2D, un incorrecto diseño de la obra de defensa ha dejado inalterados al menos un par de puntos críticos por los cuales la avenida alcanza las viviendas, manteniendo casi invariable el nivel de daños en la población. Estos puntos se sitúan aguas arriba de la localidad en la localización del puente por el que la carretera salva el río, y aguas abajo de la localidad a la finalización del dique de defensa construido.

Agradecimientos
Estos estudios están financiados por el Instituto Geológico y Minero de España a través del proyecto MAS Dendro-Avenidas (CGL2010-19274; Plan Nacional de I+D+i, www.dendro-avenidas.es).

REFERENCIAS

Ballesteros Cánovas, J.A., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Ruiz-Villanueva, V. 2012. Una nueva metodología para la reconstrucción de caudales de avenidas a partir de la información contenida en los árboles inclinados de las márgenes fluviales. En: González Díez, A. (Coord.): Avances de la Geomorfología de España, Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander, 453-456.

Bladé E, Cea L, Corestein G, Escolano E, Puertas J, Vázquez-Cendón ME, Dolz J, Coll, A. 2014. Iber: Herramienta de simulación numérica del flujo en ríos. Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería, 30(1), 1-10.

Smith, D.I. 1994. Flood damage estimation- A review of urban stage-damage curves and loss functions. Water S. A., 20(3), 231-238.

LAS TERRAZAS FLUVIALES DE LA DEPRESIÓN CENOZOICA DE CORIA (CÁCERES). PRIMERAS DATACIONES POR TERMOLUMINISCENCIA

River terraces in Coria Cenozoic depression (Cáceres). First thermoluminescence dating.

M.G. Garzón[1], P. Fernández[1] y R.Tejero[1]

1 Depto Geodinámica, Facultad CC Geológicas, Universidad Complutense de Madrid minigar@geo.ucm.es

Abstract: In the Coria depression, the Alagón and Jerte rivers have carved a large valley with twelve stream terraces, up to 200 m above river bed, An extense fluvial reworking plain developed during a long stage of river shifting at the middle stage of the terrace sequence, followed by river incision and lower terraces deposition. The lower terraces TL datings indicate an age of 26 and 34 ka BP, the terrace levels at +12 m above the thalweg around 100 ka BP and higher elevation fill terraces shown an age older than 120 ka BP. These results point towards quite older ages for the residual upper residual mesas considered as Quaternary terraces within a different basin configuration and prior to lower sequence and present drainage pattern establishment.

Palabras clave: Termoluminiscencia, Terrazas, Incisión drenaje, Depresión cenozoica
Key words: *Thermoluminescence, Terraces, Drainage incision, Cenozoic depression*

1. INTRODUCCIÓN

El registro de la incisión fluvial en Extremadura se restringe a las terrazas desarrolladas en las depresiones cenozoicas que se preservan sobre el Macizo Ibérico. En la depresión de Coria, la confluencia de los ríos Alagón y Jerte ha labrado un amplio valle con un complejo sistema de hasta doce niveles de terrazas. Ante la relativa homogeneidad de sus depósitos, y dada la inexistencia de dataciones u otros criterios, su secuenciación cronológica se ha realizado hasta el momento por las alturas relativas de los diferentes niveles de terrazas respecto al río principal o afluentes respectivos. Siguiendo estos criterios, en la cartografía geológica existente (Zazo y Goy, 1987) se ha atribuido a estos aterramientos una edad cuaternaria, y solo han sido considerados Plioceno Superior algunos niveles residuales en cerros aislados a mas de 180 m sobre el río principal. Estos valores representan una altura considerable para terrazas, si se tiene en cuenta que los niveles de base de los ríos se desarrollan sobre roca resistente lo que implica índices de incisión esperables mucho menores que cuando los niveles de base están en sedimentos terciarios. La distribución de estas terrazas presenta gran dispersión espacial y los niveles altos guardan poca relación con el drenaje actual lo que parece indicar posibles cambios en la red de drenaje. A ello se une el desarrollo de extensas superficies de retrabajamiento fluvial en la depresión de Coria entre la secuencias de terrazas superior y baja. En el presente trabajo se pretende una reestructuración de los aterrazamientos a partir de la cartografía Magna (Bascones y Herrero, 1987; Bascones et al., 1987), para lo que se han individualizado varios conjuntos por sus peculiaridades morfológicas, su posición y las dataciones de las unidades más bajas.

2. TERRAZAS FLUVIALES

Se han identificado dos grandes grupos dentro de la secuencia de terrazas, las *superiores* y las *inferiores*, separadas entre si por un extenso nivel de referencia regional, que denominamos de *llanuras intraterrazas*. Se diferencian otros dos aterrazamientos más altos, las *cuerdas de interfluvio*, y *relieves residuales aislados* más altos (Fig.1). Las *llanuras intraterrazas* definen extensas planicies dominadas por cantos y bloques de cuarcita y mantienen una altitud más o menos constante de 300 m de altitud. Son superficies complejas formando extensos replanos de retrabajamiento fluvial sobre los depósitos terciarios de la cuenca. Han sido cartografiadas como terrazas pero tanto la complejidad de su morfología en planta como sus secuencias no se relacionan con un

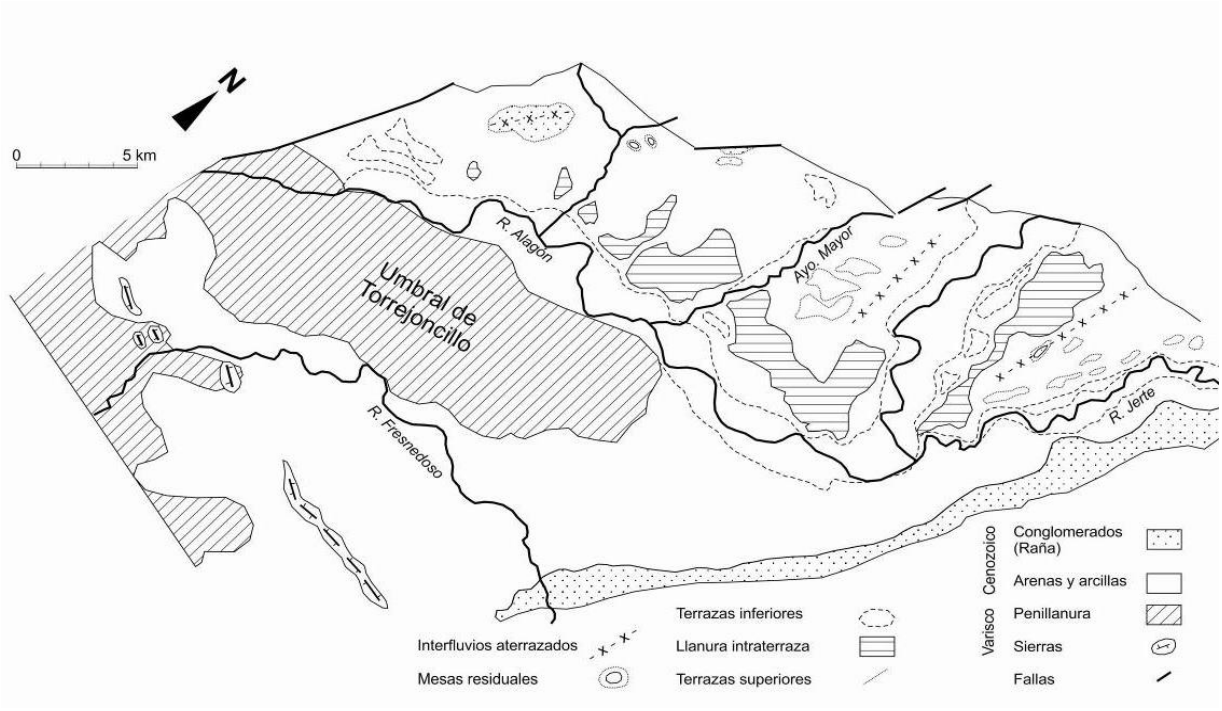


Fig. 1. Sistema de aterrazamientos de la depresión de Coria y red fluvial actual
Fig. 1. *Terrace levels and of Coria depression and present fluvial network.*

depósito de terraza bien organizado, lo que hace difícil relacionarlas al sistema fluvial actual. Se interpretan como precursoras de la disección y configuración actual de la red, generadas durante un largo periodo de reorganización del drenaje. Por encima de estas planicies que forman el elemento morfológico más representativo de la depresión de Coria se desarrollan las *terrazas superiores* culminadas por los relieves de cuerdas de interfluvio. Las terrazas superiores constituyen un sistema de niveles escalonados asimétricos hacia el rio Jerte y el Arroyo Grande indicando el progresivo desplazamiento de estos ríos. Las *alineaciones de interfluvio* constituyen cerros aislados con recubrimiento de cantos. Sus cotas se prolongan en el piedemonte Norte de la fosa. Forman la divisoria hídrica entre las *terrazas superiores* del Arroyo Grande y Jerte con el río Alagón que discurre entre ellos. En el Alagón no aparecen representados estos niveles superiores, sin embargo, en su valle aparecen extensas *superficies intraterraza* definiendo el inicio del encajamiento de su amplio valle actual y *terrazas bajas*. A alturas aún mayores, destacan sobre el paisaje *relieves residuales aislados* en mesas de altitudes hasta 200 m sobre el río Alagón sin que guarden relación aparente con el contexto fluvial actual. Se presentan tanto sobre la penillanura cacereña como sobre los sedimentos de la cuenca, y su interpretación regional encaja mejor como cerros testigo con depósitos de tipo raña a techo de los sedimentos terciarios que recubrirían el zócalo, actualmente desmantelados. Esta formación está bien representada hacia el Oeste adentrándose en Portugal, en la fosa de Moraleja-Ponsul donde ha sido definida como formaciones pliocenas (F. de Monfortinho y Falagueira, según Sequeira et al., 1999). Finalmente, las *terrazas inferiores* encajadas en las extensas llanuras "intraterraza" tienen su desarrollo en el rio Alagón, aunque también se encuentran en el río Jerte. Sobre la llanura de inundación y la terraza baja adosada pueden definirse hasta tres niveles de aterrazamiento colgados pero con poca continuidad lateral. La terraza mas baja se desarrolla adosada a la llanura y tiene una buena expresión a lo largo de toda la cubeta terciaria. La llanura de inundación del Alagón presenta gran amplitud y movilidad con restos meandros abandonados y bermas y un cauce de sinuosidad media.

3. TERMOLUMINISCENCIA

Los depósitos de terrazas presentan características homogéneas de gravas

angulosas a subredondeadas y poca matriz arenosa. Los tres niveles más bajos tienen abundantes intercalaciones de arenas y son los únicos datados por el momento, pues al ascender en la secuencia se rebasan los límites de datación por termoluminiscencia. Se han datado siete muestras de terrazas del Alagón y una del Jerte tomadas en intercalaciones arenosas. Las edades de TL indican el momento de la exposición más reciente a la luz de la fracción de grano fino de las muestras analizadas y se presentan en la tabla 1. Se han realizado en el laboratorio Quaternary TL Surveys (Nottingham, GB). Los límites de error de las dataciones incluyen las incertidumbres aleatorias y sistemáticas de las medidas de laboratorio y los factores ambientales referidas al nivel de confianza del 68%. Los niveles de gravas mas bajos en la llanura dan una edad de 13 ka BP, mientras que la base de los limos de inundación a su techo tienen una edad de 4.5 ka. BP. La terraza baja, a 7m sobre el río, presenta entre 26 y 34 ka. BP. La terraza de +12m presenta 43 ka BP y otra terraza en el río Jerte a +20 m ofrece valores de 99 ka. BP; las alturas superiores indican ya edades superiores a 120 ka.

Mues -tra	Terra -za	Coordenadas UTM	Edad TL (ka BP)
MO-1	+10	0731151/4439646	**34.0 +3.6/-3.2**
JE-1	+20m	0733256/4430061	**99 +25/-16**
AL-2	+20m	0729065/4429513	**>120**
AL-3	+8m	0729511/4429813	**43.9 +4.4/-3.7**
AL-4	+8m	0731270/4427922	**26.2 +2.4/-2.2**
AL-6	+10m	0725462/4425474	**4.52 ± 0.28**
AL-7	+10m	0725462/4425474	**13.39 +1.04/-0.98**

Tabla 1. Dataciones por Termolumiscencia de las terrazas bajas de los ríos Alagón y Jerte .
Tabla 1. Thermolumiscence dates of Alagon and Jerte Rivers lower terraces

4. DISCUSIÓN

La distribución de los niveles de terraza y las dataciones obtenidas señalan que la génesis de todos estos replanos no puede interpretarse a partir de la actual configuración del río Alagón y hay que interpretarla en relación con diferentes etapas. El final de la sedimentación terciaria en la zona estaría constituida por abanicos aluviales tipo raña (la Serie Roja o la F. Falagueira en Portugal) y se habría extendido por gran parte de la penillanura, enmascarando las cubetas de Coria y su adyacente de Moraleja. Los Sierros de Coria y Mariblanca (≈450 m de altitud) perduran como *relieves residuales* a favor de estos depósitos. El siguiente nivel de referencia de la etapa de desmantelamiento lo forman las *cuerdas de interfluvio* que marcan el enrasamiento con la penillanura por el Norte (≈380 m). Es posible que estos ríos vertieran entonces aún hacia el Sur, pues en ese borde meridional de la cubeta de Coria los depósitos terciarios traspasan la divisoria hacia la vertiente del Tajo a favor del rebajado local (≈300 m) de las alineaciones de cuarcitas. El sobredimensionado valle del Rivero de Fresnedosa, que aún drena esta parte de la cubeta hacia el Sur, puede ser relicto de este proto-drenaje. La siguiente etapa parece estar condicionada por el afloramiento o exhumación del umbral de zócalo de Torrejoncillo, que divide la actual cuenca de Coria por su eje central y que pasó a representar un obstáculo para los ríos que fluían desde el Norte. Puesto que ya habría comenzado a producirse la incisión y vaciado de sedimentos de la cubeta, la presencia del umbral distorsionaría el encajamiento de la red. Es este el momento favorable para la divagación de los cauces con la génesis de las *superficies intraterrazas* que reflejan una larga etapa de indefinición de los ríos. Dichas planicies mantienen una altura similar (≈300 m) a la de la divisoria con la cuenca del Tajo y condicionan finalmente el desvió del desagüe fluvial hacia el Oeste, justificandose así el marcado codo del Alagón en esa dirección y su constitución como la arteria principal del drenaje de la cubeta. A partir de ahí, comienza su encajamiento en las superficies intraterraza y la generación de su amplio sistema de terrazas inferiores. Respecto a los resultados de las dataciones obtenidos para las terrazas bajas, estos apuntan a tasas de erosión muy bajas para este tipo de ríos confinados en depresiones. Por tanto, las edades de los relieves residuales de la cuenca y sobre la penillanura, considerados aterrazamientos cuaternarios, podrían tener mayor antigüedad y un significado diferente en cuanto a su relación con la red de drenaje actual. La consideración de edades mucho más antiguas para las

supuestas terrazas de la zona ya ha sido sugerida previamente por algunos autores. El sistema de terrazas asociado al río Alagón en la adyacente depresión de Granadilla es complejo y refleja rasgos atribuibles a las Series Rojas de edad Mioceno inferior a medio (Blanco y Sánchez del Corral, 1995). Florido y Rivas (2006) también describen el sistema de escalonamientos en la ladera del Sierro de Coria como terrazas intraterciarias.

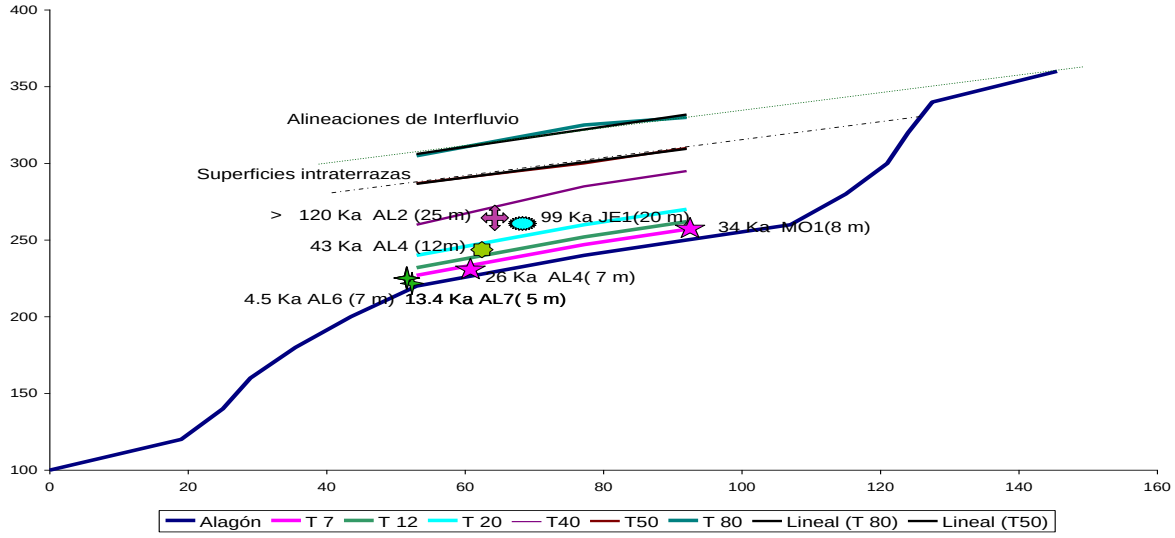


Fig. 1. Dataciones TL de terrazas del río Alagón en relación con su terraza y superficies regionales
Alagón River Tl dating in relation to terrace levels and regional surfaces

5. CONCLUSIONES

La movilidad y capacidad de incisión de los ríos sobre el macizo Ibérico se ve muy restringida por la estructuración de las pequeñas depresiones terciarias y el control que ejerce el nivel de base rocoso que cierra esas cubetas y que es el que finalmente controla la evolución y distribución de la red de drenaje. Ello conlleva una asincronía en la edad de encajamiento de los diferentes ríos y determina la jerarquización del drenaje basada en procesos de captura debido a la mayor o menor capacidad de incisión y por tanto de acción remontante de los diferentes cursos de agua. La complejidad de la estructuración de la red de drenaje implica también la imposibilidad de establecer una secuenciación en las edades de terrazas por alturas correlativas. Los resultados obtenidos de las datación por termoluminiscencia de las terrazas bajas del cauce actual del Alagón apuntan a que las edades de muchos aterrazamientos y relieves residuales de la cuenca considerados como terrazas cuaternarias del actual río Alagón podrían tener mayor antigüedad y un significado diferente en el contexto geológico.

Agradecimientos
Agradecemos las sugerencias de un revisor anónimo y al Proyecto MCICGL2011-238579.

REFERENCIAS

Bascones, L., M. Herrero, D. y Corretgé, G. (1987). Hoja Geológica Magna 1:50.000 nº 621. Coria. IGME

Bascones, L. y M. Herrero, D. (1987). Hoja Geológica Magna 1:50.000 nº 622. Torrejoncillo. IGME

Blanco, J. A. y Sánchez del Corral Jiménez, A. (1995): IAS-16 th Regional Meeting of Sedimentology. Book of Abstracts, Public. ASF, París, nº 22, 21

Florido, P. y Rivas, A. (2006): Labores romanas en el Sierro de Coria (Coria, Cáceres). En: Rábano y Mata Perelló, J.M. eds. "Patrimonio Geológico y Minero: su caracterización y puesta en valor". Cuadernos. Museo Geología., IGME. 6, 63-77.

Sequeira;A.J., Cunha;P.P. y Ribeiro;M.L. (1999). Carta Geológica de Portugal, Folha 25-B. Salvatierra do Extremo.

Zazo y Goy (1987). Memoria Hoja Geológica Magna 1:50.000 nº 597. Montehermoso. IGME

CAMBIOS AMBIENTALES Y RESPUESTA GEOMORFOLÓGICA EN FRIAS-TOBALINA (ALTO EBRO, BURGOS)

Environmental changes and geomorphological response in Frias-Tobalina (Upper Ebro Basin, Burgos).

M.J. González Amuchastegui[1], E. Serrano[2] y A. Soria[1]

1 Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología. Avda. Tomás y Valiente s/n Universidad del País Vasco, 01004 Vitoria. mj.gonzaleza@ehu.es;
2 Departamento de Geografía. Universidad de Valladolid

Abstract: Quaternary sedimentary deposits from Tobalina valley are important archives for deciphering the landscape evolution of the highlands of the Ebro drainage basin. Previous research results are combined with newly available optically stimulated luminescence (OSL) date estimates in order to investigate the factors affecting the evolution of the Tobalina valley during the Quaternary. The geomorphology of the study area is characterised by the formation and preservation of different landforms and deposits such as pediments, fluvial terraces and tufa deposits. Here a detailed morphostratigraphical and chronological description of these features is presented. Climate is proposed as the main factor driving the landscape evolution in this region. The formation of the various deposits preserved in the Tobalina valley took place during different climatic phases. Tufa deposits reflect wet and warm conditions; pediments are related to cold stages; and fluvial agradation coincide with both warm and cold phases.

Palabras clave: Cambios ambientales**,** Alto Ebro**,** glacis, terrazas fluviales, tobas**,**
Key words: Environmental changes, High Ebro, glacis, fluvial terraces, tufa deposits

1. INTRODUCCIÓN, OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

La cuenca alta del Ebro ha sufrido una larga evolución a lo largo del Cuaternario en la que han alternado episodios de distintas características ambientales que han encontrado una respuesta geomorfológica. Son numerosos los testimonios geomorfológicos asociados a estos cambios, sin embargo hay emplazamientos que por sus características naturales conservan de manera excepcional estos vestigios. Este es el caso del entorno de Frías (valle de Tobalina) en las Montañas de Burgos.

Este trabajo tiene como objetivo establecer una secuencia morfogenética del alto valle del Ebro, a partir del estudio morfoestratigráfico, el levantamiento litoestratigráfico de terrazas, glacis y tobas, y la datación de los depósitos tobáceos y fluviales del valle de Tobalina y concretamente del entorno de Frías.

El estudio se fundamenta en la cartografía geomorfológica del conjunto, a escala 1/25.000, y el levantamiento cartográfico de detalle de los sistemas tobáceos y fluviales, que aporta una primera interpretación morfoestratigráfica. El análisis litoestratigráfico de los depósitos permite una aproximación a su dinámica constructiva y a su clasificación genética. Finalmente se han realizado dataciones mediante Espectometría de Masas con Aceleradores (AMS) a partir de la materia orgánica de los edificios tobáceos y de niveles orgánicos intercalados en los depósitos fluviales; la datación del edificio tobáceo de Frías se ha llevado a cabo mediante la técnica de Uranio/Torio (U/Th).

2. CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

La zona fue estudiada por Ortega (1974), que analizó las formas estructurales y de modelado del valle. Con posterioridad se inició el estudio de la evolución ambiental cuaternaria de la cuenca alta del Ebro, en un intento de síntesis regional que conecte los ambientes contrastados de la alta montaña y el fondo de valle

(González Amuchastegui y Serrano, 1996, 2007, 2013).

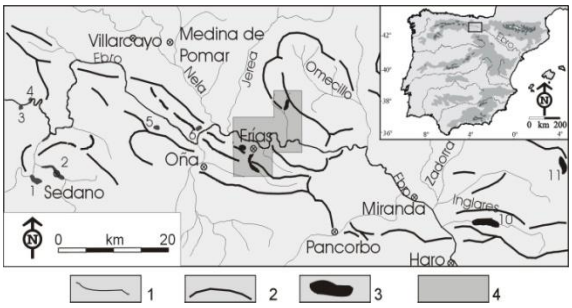


Fig. 1. Localización de la zona de estudio.1, ríos. 2, cordales. 3, edificios tobáceos. 4, zona de estudio
Fig. 1. Location of the study area. 1, rivers. 2,dividing lines. 3, tufa deposits. 4, study area.

El área de estudio se sitúa en las Montañas de Burgos y concretamente el valle de Tobalina se localiza en el Sinclinal de Villarcayo, entre el Anticlinal de Lahoz y la franja móvil de los Montes Obarenes. Se trata de un relieve plegado conforme caracterizado por la sucesión de sinclinales de amplio radio y anticlinales apretados generados por una tectónica eyectiva. Los anticlinales frecuentemente son cortados por angostos valles labrados por los afluentes del Ebro; tales son los casos de las cluses de Montejo, Molinar, y el río Purón en el valle de Tobalina.
Litológicamente dominan las areniscas, margas y calizas del Cretácico superior y las areniscas, margas y conglomerados terciarios, dispuestos en bandas de dirección preferente WNW-ESE de manera alternante, lo que ha favorecido el desarrollo de un conjunto de microcuestas en areniscas con pasillos ortoclinales —son los llamados callejones—, que constituyen uno de los elementos más característicos del valle.

3. CAMBIOS AMBIENTALES Y EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

En este contexto de relieves plegados conformes, destacan las formas de modelado vinculadas genéticamente a la acción de la red fluvial y fundamentalmente al Ebro, y de algunos de sus tributarios, como los ríos Molinar y Purón, que han sido los principales agentes morfogenéticos del área (Ortega, 1974). El modelado y articulación paisajística es producto de la sucesión de fases de acumulación e incisión que han generado formas fluviales y de ladera determinadas en su desarrollo por los elementos morfoestructurales en los que se inscriben y que constituyen la respuesta geomorfológica a los cambios ambientales recientes.

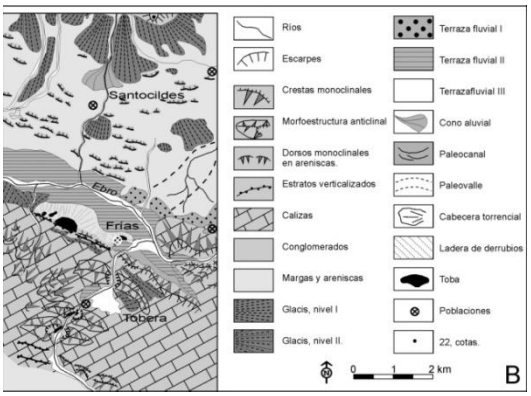


Fig. 2. Esquema geomorfológico del valle del Arroyo Molinar y la porción occidental de la Depresión de Tobalina.
Fig. 2. Arroyo Molinar and western sector of the Tobalina Depression geomorphological scheme.

Se han definido tres niveles de glacis encajados sobre el cauce del río Ebro. El glacis más elevado, o G-I, se encuentra ampliamente representado y se alza entre 40 y 45 metros aproximadamente sobre el cauce actual, presenta una doble tipología morfológica condicionada por las morfoestructuras; una detrítica, con un recubrimiento entre 1 y 2 m de espesor y otra caracterizada como glacis-cono. El nivel intermedio, o G-II, posee una menor representación morfológica y se encuentra colgado entre 25 y 30 m; y, finalmente, el G-III, peor definido, constituye el enlace entre las laderas y la terraza más baja.
Las terrazas fluviales se relacionan con la evolución de los ríos Ebro y Molinar. Se distinguen 3 niveles de terraza, bien definidos que también han sido reconocidos en zonas próximas de la cuenca de Miranda (Soria, 2013) y que se alzan 25-30, 12-17 y 5-10 metros sobre el nivel actual del Ebro.
La terraza más alta se limita a unos pocos retazos que salpican el valle. El siguiente nivel fluvial (T-II) o terraza principal, constituye la forma fluvial más representativa del valle de Tobalina estando muy bien representada en la zona de Frías; presenta una gran continuidad y en las formas meandriformes son apreciables

las estructuras de acreción y los paleocauces menores abandonados; los análisis cronológicos señalan una edad para este nivel de 70 ka (68.477 ±4594) que la sitúa en el MIS 4.

Finalmente, la terraza inferior (T-III) se encaja en el nivel principal y posee asimismo una gran continuidad longitudinal aunque escaso desarrollo espacial; su génesis se atribuye al Holoceno.

Mientras que los tres niveles superiores se componen de material detrítico formado por cantos redondeados englobados en una matriz arenosa, que denotan un medio fluvial dinámico de alta energía, la terraza más baja, de edad holocena está formada por un conjunto masivo de limos y arenas finas, definiendo importantes cambios hidrodinámicos entre el Pleistoceno y el Holoceno en respuesta a los intensos cambios ambientales sucedidos. Además pueden definirse un conjunto de paleocauces que señalan cambios significativos en el trazado del Ebro durante el Cuaternario. Asimismo, existen otros depósitos detríticos de origen fluvial que no conforman terrazas con entidad morfológica; así la acumulación detrítica de unos tres metros de espesor que es fosilizada por el edificio tobáceo de Frías y que constituye el nivel de base fluvial más antiguo del valle de Tobalina.

Finalmente, se ha identificado un conjunto de edificios tobáceos de gran significado



Fig. 3. Vista del Valle de Tobalina en el sector de Frías. Tf1, Nivel superior de tobas. Tf, Toba de Frías. T0, T-II, terraza fluvial II del Ebro.G-I, nivel de glacis superior. G-II, nivel de glacis medio

Fig. 3. View of the Valle de Tobalina near Frias. Tf1. Upper tufa level. Tf, Tufa deposit of Frías. T0, Fluvial deposit located beneath Tf. T-II,Ebro fluvial terrace II, G-1. Upper glacis level. G-II, Intermediate glacis level

paleoambiental, asociados al cauce pretérito y actual del río Molinar; su génesis se corresponde con distintas fases de sedimentación carbonatada y relleno de cauces fluviales (Ortega, 1974; González Amuchastegui y Serrano, 1996, 2013), entre las que se han intercalado etapas de incisión. Estas acumulaciones presentan una tipología variada asociada a dos contextos geomorfológicos, las laderas y los fondos de valle. Se corresponden con cuatro episodios diferentes desde el Pleistoceno Medio hasta el Holoceno reciente.

Los edificios altos conforman niveles muy antiguos y morfológicamente constituyen dos replanos situados a media ladera, próximos a la localidad de Frías y colgados aprox. 140 metros sobre el fondo de valle actual. Forman las cumbres de un cerro en el que destacan dos escarpes tobáceos, hoy completamente desconectadas de la topografía.

El gran edifico tobáceo sobre el que se asienta la localidad de Frías corresponde a una segunda generación. Se trata de un edificio que supera los 20 m de potencia, ocupado por el casco histórico de Frías. La génesis del edificio tobáceo se asocia al paleocauce del río Molinar apoyado sobre un depósito detrítico de origen fluvial y en cuya estratigrafía pueden reconocerse distintas formaciones de cascada y facies de musgos y tallos. La datación del edificio de Frías mediante la técnica de U/Th señala una edad de 160 ka (163.300 +11,1/-9,9) que la sitúa en MIS5.

Una última generación tobácea constituye el relleno de una potencia visible de 8-10 m. El análisis de las columnas estratigráficas permite reconstruir su génesis, vinculada a un lecho fluvial en el que la presencia de pequeños saltos de agua constituyeron el germen de unos edificios de barrera tipológicamente mal definidos con un predominio de las formaciones alóctonas, alternando con facies de cascada y biogénicas que señalan una dinámica hídrica compleja de pequeños saltos de agua. El análisis estratigráfico muestra además, la intercalación de pequeños niveles de materia orgánica, restos de carbón y niveles fluviales, representados por paleocanales de reducidas dimensiones con gravas fluviales. La existencia de lechos compuestos por material detrítico

procedente de las laderas, señala que la precipitación carbonatada no fue un proceso continuo en este valle, sino que se vio interrumpido en distintos momentos por la llegada de material procedente de la ladera, coincidiendo con momentos de menor fitoestabilización de las laderas relacionados probablemente con la ocupación humana de este territorio.

El elevado valor de los depósitos geomorfológicos como indicadores ambientales, algunos de excepcional valor, como es el caso de las acumulaciones tobáceas, ha permitido establecer un modelo evolutivo para el valle de Tobalina. La respuesta geomorfológica a los cambios ambientales se manifiesta en la génesis de distintos depósitos estratificados asociados a los últimos fríos pleistocenos (LGM) y los 3 niveles de glacis; durante las sucesivas fases cálidas y frías se forman las terrazas fluviales, con importantes cambios hidrodinámicos entre el Pleistoceno y el Holoceno. Y durante las fases cálidas y húmedas se construyeron los edificios tobáceos correspondientes a cuatro episodios desde el Pleistoceno Medio hasta el Holoceno. El drástico cambio ambiental que supuso el paso del Pleistoceno al Holoceno trajo consigo profundos cambios en el paisaje y en la dinámica geomorfológica, plasmada en la modificación de la carga detrítica de los depósitos aluviales del Ebro que pasan a estar constituidos exclusivamente por finos, limos y arcillas, así como en el relleno tobáceo del río Molinar, en una clara respuesta coherente a las condiciones ambientales; el poblamiento del entorno de Frías tendrá nuevas consecuencias en la dinámica geomorfológica desempeñando un papel protagonista en el desmantelamiento de los principales conjuntos tobáceos. La presencia de este conjunto de depósitos en el entorno de la ciudad de Frías, dotan a este espacio de un elevado valor geomorfológico y patrimonial, aspectos que deberían ser considerados para su definición como Lugar de Interés Geomorfológico. Este aspecto se combina además con el alto valor histórico-cultural así como turístico de la ciudad de Frías, todo lo cual le convierte en un recurso territorial con elevado potencial patrimonial y como dinamizador territorial (Serrano y González Amuchastegui, 2013).

4. CONCLUSIONES

El estudio morfoestratigráfico y cronológico de loa depósitos del área de Frías ha permitido establecer una de las secuencias morfogenéticas más completas del alto valle del Ebro, convirtiendo a este espacio en uno de los lugares de mayor relevancia geomorfológica del Alto Ebro.

A partir de las dataciones actuales se puede establecer que la incisión principal del Ebro en este sector acontece después de 160 ka (MIS 5). A esta incisión le siguen una fase de acumulación e incisión y nueva acumulación situada en torno a 70 ka (MIS4). Una nueva e importante incisión coincide con los depósitos fríos de las laderas (MIS2), cuando se inicia la sedimentación holocena mediante terrazas fluviales y tobas. La génesis de tobas tiene continuidad durante el Holoceno inicial (8-4,2 ka, MIS1), hasta el Subboreal, cuando se inicia el desmantelamiento por causas antrópicas. Posteriormente una nueva fase de construcción tobácea culmina la secuencia morfogenética en la zona de estudio.

REFERENCIAS

González Amuchastegui, M.J., Serrano, E. 1996. Cartografía geomorfológica del valle de Tobalina (Burgos). Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe, 21, 737-748.

González Amuchastegui, M.J., Serrano, E. 2007. Evolución geomorfológica, cambios ambientales e intervención humana durante el Holoceno en la cuenca alta del Ebro: las tobas de los valles del Purón y Molinar. Estudios Geográficos, 263, Vol. LXVIII. 527-546.

González Amuchastegui, M.J., Serrano, E. 2013. Acumulaciones tobáceas y evolución del paisaje: cronología y fases morfogenéticas en el Alto Ebro (Burgos). Cuaternario y Geomorfología, 27, 9-32.

Ortega Valcárcel, J. 1974. La transformación de un espacio rural: las Montañas de Burgos. Universidad de Valladolid, Valladolid, 531 pp.

Serrano, E., González Amuchastegui, M.J. 2013. Tufa and Heritage: Geomorphosites as main elements of Cultural and Historical Monuments (High Ebro River, Spain). Actas de la 8th International Conference (AG) on Geomorphology, París, p. 542

Soria, A. 2013. Reconstrucción ambiental a partir del análisis geomorfológico de la cuenca del Alto Ebro: sector Cuenca de Miranda. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco,

PROPUESTA DE UN NUEVO NIVEL JERÁRQUICO EN LA CARACTERIZACIÓN DE LOS RÍOS SEGÚN LA DIRECTIVA MARCO DEL AGUA (2000/60/CE): LAS UNIDAES LITOTOPOGRÁFICAS (ULT)

Proposal for a new level hierarchical characterization of rivers by water framework directive (2000/60/ec): the lithotopo units (ltu)

J. Horacio[1], A. Ollero[2], J.F. Canosa[3], E. Narciso[4] y A. Pérez-Alberti[1]

1 Dpto. Xeografía U. Santiago Compostela, Pr. Universidade, 1, 15782, Santiago de Compostela (A Coruña)
Correo: horacio.garcia@usc.es
2 Dpto. de Geografía Física. Universidad de Zaragoza
3 Departamento de Geologia. Área de Cristalografía y Mineralogía. Universidad de Oviedo
4 Department of Environment and Soil Sciences. Universitat de Lleida

Abstract: A lithotopo unit definition proposal is made for the River Cabe. A lithotopo unit will be defined as a sector with equal topography and lithology, therefore, as an area where the ecological processes display similar behaviours. This definition allows the segmentation of rivers as well as the classification of fluvial systems. The results show that the geomorphic descriptors for each lithotopo unit vary within a similar range of values. This range is enough to allow their identification as internally homogeneous and mutually distinguishable units.

Palabras clave: unidad litotopográfica (ULT), geomorfología fluvial, caracterización hidromorfológica, clasificación fluvial, Directiva Marco del Agua (2000/60/CE)
Key words: lithotopo unit, fluvial geomorphology, hydromorphological characterization, fluvial classification, Water Framework Directive (2000/60/CE), Galicia (NW Iberian Peninsula)

1. INTRODUCCIÓN

La diversidad de tipos de río hace necesario elaborar herramientas capaces de aislar ríos con características similares cuya compresión, análisis y gestión siga unos cánones parecidos (Directiva 2000/60/CE). La clasificación de los ríos representa una de las recomendaciones de la DMA y establece que ha de desarrollarse con base en diferentes variables y atributos, organizados jerárquicamente de menor a mayor escala (ecorregión – cuenca vertiente – segmento fluvial – hábitat fluvial – comunidades biológicas), de forma que se garantice el establecimiento de unas condiciones de referencia para cada río de cada Estado miembro (González del Tánago y García de Jalón, 2007).

La dinámica geomorfológica interviene en la construcción de los hábitats (Hawkins et al., 1993), por lo que la comprensión ecológica de todo sistema fluvial necesita *per se* comprender la dimensión geomorfológica (Fryirs y Brierley, 2012). Ahora bien, ¿son capaces las escalas espaciales 'ecorregión' y 'cuenca vertiente' de la DMA de identificar áreas en las cuales los procesos y formas ecológicas, por tanto geomorfológicas, se comporten de modo similar?

En el presente estudio se propone un nuevo nivel de organización espacial basado en la regionalización de sectores con igual topografía y litología. El ensayo se ha llevado a cabo en la cuenca del río Cabe (Lugo) por su fuerte diversidad de ambientes geográficos.

1.1. Encuadre territorial

La cuenca del río Cabe se ubica al sur de la provincia de Lugo (Figura 1). Tiene una superficie de 733 km^2 (2,5% de la superficie de Galicia), una altitud media de 510 m, con un rango altitudinal de 1.171 m (1.299 m – 128 m). La pendiente media es del 16,7%. El río Cabe tiene una longitud de 59,6 km. La estructura fisiográfica de la cuenca se caracteriza por la existencia de una gran depresión central envuelta por un reborde montañoso continuo que se acentúa hacia su flanco nororiental.

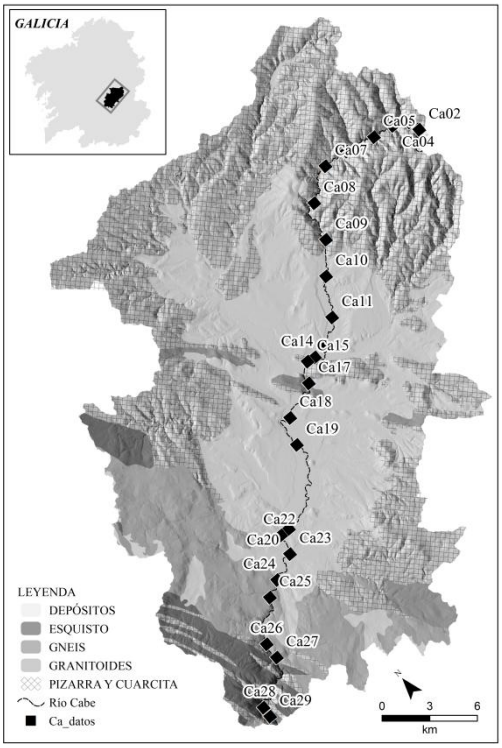


Fig. 1. Localización de la cuenca del río Cabe y estructura del relieve y litológica.
Fig. 1. Location of the Cabe River Basin. Relief and lithological structure.

2. METODOLOGÍA

El entramado metodológico se basa en el desarrollo cartográfico de las ULT (Montgomery, 1996) y un posterior testado que acredite su validez.

2.1. Cartografía de ULT

El mapa de ULT resulta del ensamblaje de las cartografías litológicas y topográficas. El entramado litológico del IGME se ha reorganizado según el contenido en sílice (SiO_2) y el comportamiento mecánico de la roca frente a la erosión (rocas isótropas y rocas anisótropas). El resultado es la división de cuenca del río Cabe en 5 grandes dominios litológicos: i) granitoides, "G"; ii) pizarras y cuarcitas, "PC"; iii) gneis, "Gn"; iv) esquistos, "E"; y v) depósitos, "D".

Las unidades homogéneas de relieve se han desarrollado con apoyo del MDT05 del IGN. Las variables empleadas para definir el relieve han sido pendiente y rugosidad (Pike, 2000). La agrupación de las variables ha consistido en una clasificación multivariante no supervisada mediante análisis de conglomerados. Como medida de disimilitud se ha utilizado un algoritmo local de búsqueda por escalamiento (*hill-climbing*).

2.2. Variables de testado

Las variables de testado (Tabla 1) están orientadas a representar en unas pocas funciones empíricas la mayor comprensión de la morfología fluvial del cauce (Knighton, 1998).

Tabla 1. Datos de las variables de testado.
Tabla 1. Data variables tested.

Id	S	Rh	ap	D_{50}	P
Ca02	0,0414	0,38	7,23	161,65	382,27
Ca03	0,0598	1,05	3,55	187,91	4008,67
Ca04	0,0297	0,72	2,78	133,45	1207,93
Ca06	0,0138	1,09	5,70	156,05	487,75
Ca08	0,0069	1,55	5,01	100,22	335,38
Ca09	0,0065	0,91	6,17	170,76	103,46
Ca10	0,0105	0,72	8,02	177,22	150,20
Ca11	0,0092	1,06	7,41	101,75	249,54
Ca12	0,0045	1,10	7,76	134,91	94,09
Ca14	0,0063	1,50	9,06	169,88	207,79
Ca15	0,0052	1,82	10,91	99,57	244,65
Ca17	0,0099	1,79	7,22	102,79	399,79
Ca18	0,0029	0,82	26,77	94,05	29,58
Ca19	0,0035	1,51	17,59	99,26	53,73
Ca20	0,0031	1,67	17,32	90,94	95,97
Ca22	0,0014	1,54	17,88	107,37	24,09
Ca23	0,0041	1,65	19,08	85,36	132,39
Ca24	0,0002	1,29	27,98	124,38	0,50
Ca25	0,0112	2,25	8,46	1208,68	932,99
Ca26	0,0131	2,11	7,82	793,40	1095,59
Ca27	0,0062	2,13	12,17	618,26	337,65
Ca28	0,0106	2,16	11,39	650,09	710,08
Ca29	0,0356	1,92	6,92	1294,44	4981,7

De este modo se pretende corroborar científicamente la hipótesis de que todo eje fluvial que atraviese una determinada ULT ha de presentar un comportamiento geomorfológico diferente al que tiene cuando atraviesa otra ULT. Se han considerado 5 variables de testado para 23 puntos de control (Figura 1): dos para definir la hidráulica a nivel de caudal generador (ratio anchura/profundidad máxima, "ap", y radio hidráulico, "Rh"); una sedimentaria (percentil 50 del sedimento superficial del lecho, "D50"); y una cuarta y quinta referidas a la energía del río (pendiente, "S", y potencia específica, "P", Bagnold, 1960).

3. RESULTADOS

En el análisis previo al desarrollo cartográfico de las ULT se ha analizado la correlación y covariancia entre los parámetros altitud y pendiente (0,26 | 176,3), altitud y rugosidad (0,27 | 263,3), y pendiente y rugosidad (0,89 | 22,1). La elevada correlación entre pendiente y rugosidad hizo aconsejable un previo análisis de componentes principales que asegurase una alta separabilidad en clases de los datos correlacionados y proceder así a la clasificación cluster con variables sin interdependencia (Felicísimo, 1994).

La clasificación no supervisada del primer componente principal pendiente-rugosidad ($PC_{SR}01$: 94,3% de la varianza), se ajustó hasta fijar 4 como un número de unidades apropiado.

Los puntos de muestreo ocupan porcentualmente (%) las siguientes ULT: 39% D1, 26% PC4, 13% Gn3, 13% G2 y 9% G4. Las ULT se nombran indicando mediante una letra el tipo litológico dominante (D, E, G, Gn, PC), seguido de un número que señala el tipo topográfico al que pertenece (1, 2, 3, 4). El tipo de topografía aumenta en pendiente y rugosidad (tipo 1 < pendiente y rugosidad tipo 4).

En el dendrograma y análisis factorial (Figura 2) se observan cuatro agrupaciones bien definidas: G2 y G4; D1; PC4; y un grupo variado que engloba el sector bajo de PC4 hasta Gn3 con varios puntos de D1 (tipo H, Figura 2).

De las agrupaciones hechas sobre el mapa factorial (Figura 2) para las dos primeras componentes principales (más del 85% de la varianza) se desprenden unas conclusiones similares al análisis del dendrograma (Figura 2). Las ULT de granitoides (G2, G4) y D1 aparecen bastante compactas, lo mismo que PC4, aunque sin todos sus componentes. La nube de la ULT Gn3 almacena, a parte de los componentes de esa ULT, el punto Ca02 (PC4) y Ca10, Ca11 y Ca12 de la ULT D1. Tanto en el análisis cluster como en el factorial, se observa como las ULT granitoides y el sector de D1, a partir de Ca18 inclusive, guardan unas características comunes. Las mayores dificultades para agrupar aparecen entre Gn3 y el final de PC4; es decir, los contrastes entre estos puntos de muestreo no son altamente diferenciables. Según el gráfico factorial (Figura 2), Ca03 y Ca29 se comportan como observaciones con alguna particularidad que las aleja de la tónica general y que, para ambos casos, es provocada por el valor tan elevado de potencia específica.

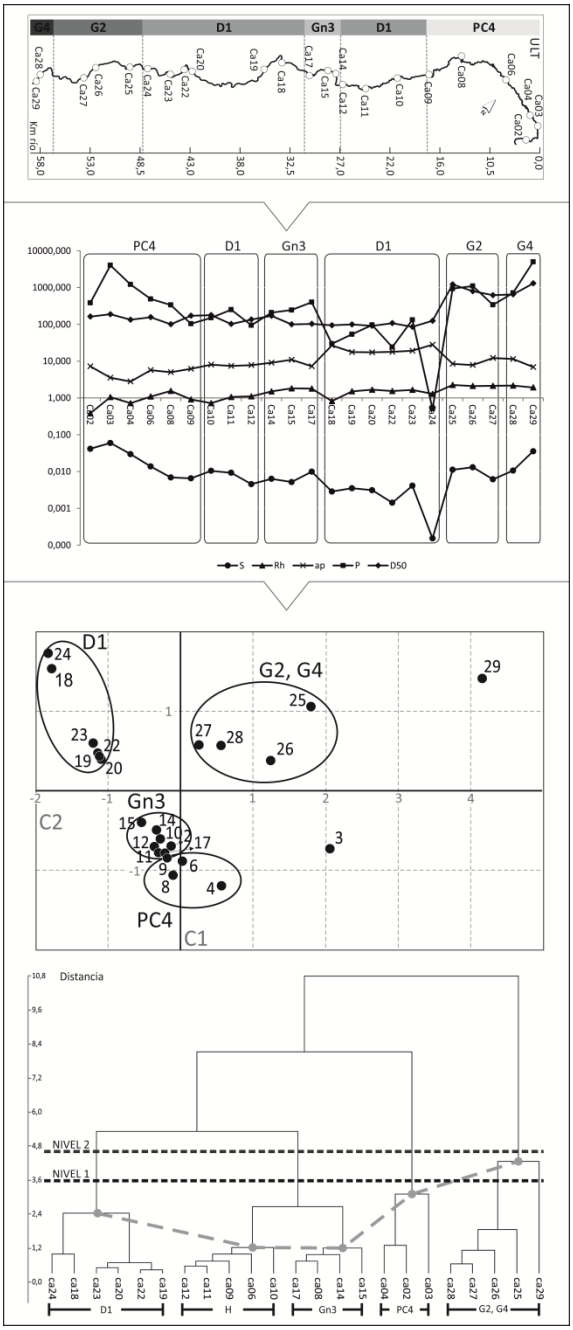


Fig. 2. De arriba abajo: tipos de ULT en el río Cabe; comportamiento de las variables de testado según ULT; agrupación factorial de los puntos de muestreo; dendrograma de los puntos de muestreo (H: híbrido) según el algoritmo de Ward.

Fig. 2. From top to bottom: ULT's type in the river Cabe; behavior variables tested according ULT; factorial cluster sampling points; dendrogram of sampling points (H: hybrid) according to Ward's algorithm.

Por otra parte, el análisis ANOVA aplicado sobre las ULT según las variables de testado ha demostrado que existen disimilitudes entre las ULT, así como sobre las unidades topográficas y litológicas por separado.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La ecorregión es capaz de englobar comportamientos fluviales muy diferentes (CEDEX, 2004), pero no como para explicar procesos y formas fluviales (Melles et al, 2014). Este nivel de regionalización es idóneo para contextualizar (Omernik y Bailey, 1997). La cuenca vertiente estructura el territorio hidrológicamente y considerarla como segundo nivel de caracterización, en función de su tamaño y el grado de detalle geológico al que propone la DMA, no informa necesariamente sobre tramos fluviales con características similares que diferencien los tipos de hábitats (Horacio, 2012).

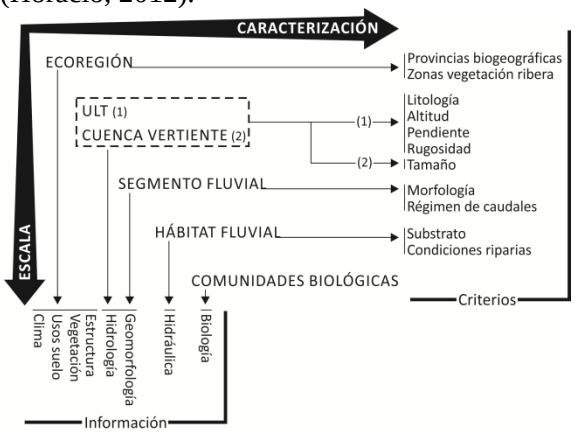


Figura 3. Propuesta de caracterización jerárquica de los ríos incluyendo las ULT.

Figure 3. Proposal for hierarchical characterization of rivers including the ULT.

En la Figura 3 se incorporan las ULT al sistema de caracterización jerárquica de hábitats fluviales de la DMA, siendo su nivel escalar el mismo que la cuenca vertiente. Las ULT contienen toda la carga explicativa de la estructura (litología y tectónica), mientras que la cuenca vertiente se caracteriza únicamente por su tamaño. Ambos factores son complementarios y nunca excluyentes: la ULT refuerza el análisis de la influencia geomorfológica en los ecosistemas (Montgomery, 1999) y la cuenca los procesos ligados a su tamaño (Ibisate et al., 2011).

En suma, los estadísticos ANOVA y de clasificación son capaces de independizar las ULT previamente definidas según las variables de testado. Esto permite zonificar áreas con un comportamiento geomorfológico similar.

REFERENCIAS

Bagnold, R.A. 1960. Sediment discharge and stream power – a preliminary announcement. U.S. Geol. Surv., Circular 421, 1-23.

CEDEX 2004. Caracterización de los tipos de ríos y lagos. Versión 1.0. Centro Estudios Hidrográficos, Ministerio de Fomento, Madrid, 204 pp.

Felicísimo, A.M. 1994. Modelos digitales del terreno. Pentalfa Ediciones, Oviedo, 220 pp.

Fryirs, K.A. y Brierley, G.J. 2012. Geomorphic Analysis of River Systems: An Approach to Reading the Landscape. Wiley-Blackwell, Oxford, 360 pp.

González del Tánago, M. y García de Jalón, D. 2007. Restauración de ríos. Guía metodológica para la elaboración de proyectos. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 318 pp.

Hawkins, C.P., Kershner, J.L., Bisson, P.A., Bryant, M.D., Decker, L.M., Gregory, S.V., McCullough, D.A., Overton, C.K. y Reeves, G.H. 1993. A Hierarchical Approach to Classifying Stream Habitat Features. Fisheries, 18 (6), 3-12.

Horacio, J. 2012. Caracterización geomorfológica de los ríos de Galicia mediante unidades litotopográficas. Geographicalia 62, 35-66

Ibisate, A., Ollero, A. y Díaz, E. 2011. Influence of catchment processes on fluvial morphology and river habitats. Limnetica 30 (2), 169-182.

Knighton, D. 1998. Fluvial forms and processes: A new perspective. Oxford University Press, New York, 383 pp.

Melles, S.J., Jones, N.E. y Schmidt, B.J. (2014). Evaluation of Current Approaches to Stream Classification and a Heuristic Guide to Developing Classifications of Integrated Aquatic Networks. Environmental Management (in press)

Montgomery, D.R. 1996. Influence of geological processes on ecological systems. En Schoonmaker, K., Hagen, B. von y Wolf, E.C. (Eds.): The Rain Forests of Home: Portrait of a North American Bioregion. Island Press, 43-68.

Montgomery, D.R. 1999. Process domains and the river continuum. Journal of the American Water Resources Association 35, 397-410.

Omernik, J.M., Bailey, R.G. 1997. Distinguishing between watershed and ecoregions. J. Am. Wat. Resour. Assoc. 33, 935-951.

Pike, R.J. 2000. Geomorphometry - diversity in quantitative surface analysis. Progress in Physical Geography 24 (1), 1-20.

SELECCIÓN DE VARIABLES PARA UN PROTOCOLO DE CARACTERIZACIÓN Y EVALUACIÓN GEOMORFOLÓGICA EN RÍOS

Variable selection for a geomorphological protocol of characterization and evaluation in rivers

A. Ibisate[1], A. Ollero[2], D. Ballarín[2,3] y J. Horacio[4]

1 Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, c) Tomás y Valiente, s/n, 01006 Vitoria-Gasteiz, askoa.ibisate@ehu.es.
2 Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza
3 Mastergeo, S.L.
4 Dpto. de Geografía, Universidad de Santiago de Compostela

Abstract: Following several hydromorphological assessment and fluvial indicators monitoring methods, an easy to apply geomorphological characterization methodology is designed with diagnostic and evaluation objectives. The parameters were chosen among the hydromorphological quality elements of the Water Framework Directive that imply geomorphological aspects: sediment transport continuity, channel depth and width variation and structure and substrate of the riverbed. Based on those geomorphological elements a field and office work data collection methodology was defined, with the specific parameter and measurement key. The methodology was applied in different fluvial systems at different scales and work objectives. This characterization methodology will allow identifying periodically the geomorphological quality and the degree of alteration of a fluvial reach, identifying the pressures and impacts, as well as the evolutionary trends of fluvial stability, improvement and deterioration.

Palabras clave: Directiva 2000/60/CE, hidromorfología, evaluación fluvial, cauce, transporte.
Key words: WFM 2000/60/EC, hydromorphology, river assessment, river bed, sediment transport.

1. INTRODUCCIÓN

La implementación de la Directiva europea del Agua (2000/60/CE) exige la caracterización y evaluación de indicadores hidromorfológicos en ríos. Pero los indicadores geomorfológicos son complejos en su medición y seguimiento. La administración competente en la aplicación de la Directiva (MAGRAMA y confederaciones hidrográficas) ha visto necesario establecer un protocolo sencillo que pueda ser aplicado a toda la red fluvial estatal con la periodicidad normativa (cada 6 años) por asistentes técnicos, guardas fluviales e incluso voluntarios. Para este protocolo se han seleccionado variables de fácil aplicación que permiten tanto caracterizar como valorar el estado hidromorfológico, agrupándolas de acuerdo con los parámetros definidos por la citada Directiva, de manera que las variables se han encuadrado en dos grupos: la continuidad del río y las condiciones morfológicas.

2. METODOLOGÍA

El proceso de selección de variables se ha apoyado en la consulta y valoración de índices y protocolos hidrogeomorfológicos, en concreto los índices IHG (Ollero et al., 2011) y MQI (Rinaldi et al., 2013) y los protocolos SR (Thorne, 1998), RHS (Raven et al., 1998) y RSF (Brierley et al., 2002).
La selección inicial ha sido depurada mediante la consulta con otros expertos en el marco de la mesa de trabajo promovida por el MAGRAMA.
Una vez definidas las variables se ha elaborado un protocolo de recogida de datos en campo y en gabinete, de cada parámetro y su métrica, comprobándose su aplicación a varios tipos de cursos fluviales y a diferentes escalas y objetivos de trabajo. En concreto se ha aplicado a tres ríos de elevada complejidad y diversidad, Ara, Gállego y Jerea, en la cuenca del Ebro.
El protocolo de caracterización ha llevado a un sistema de evaluación mediante un índice que

permitirá diagnosticar periódicamente la calidad geomorfológica y los grados de alteración en un tramo fluvial, identificando las presiones e impactos, así como las tendencias evolutivas de estabilidad, mejora o deterioro.

3. CARACTERIZACIÓN

Las variables seleccionadas, que conforman un protocolo de caracterización en una base de datos estatal, se ordenan en tres áreas definidas por la Directiva 2000/60/CE.

3.1. Continuidad del transporte de sedimentos

Junto con la continuidad de la ictiofauna caracteriza la "continuidad del río" de acuerdo con la Directiva. En la tabla 1 se recogen todas las variables seleccionadas y se señala si deben ser observadas o medidas en campo o gabinete.

Tabla 1. Continuidad del transporte de sedimentos.
Table 1. Sediment transport continuity

variable	protocolo
tamaño dominante del sedimento	campo
indicadores de dinámica de sedimentos:	
-movilidad del sedimento superficial	campo
-acorazamiento	campo
-finos cubriendo sedimentos	campo
-imbricación	campo
-morfología de depósitos	campo
-madera muerta	campo
-colonización vegetal en el cauce	campo
déficit de sedimentos por acción humana:	
-retención en presas	gabinete
-por usos en la cuenca y aguas arriba	gabinete
-por acciones en el cauce	gab+cpo
-por acciones en las márgenes	gab+cpo
-por desconexión con laderas y morfologías laterales	gab+cpo
-por acciones en afluentes directos	gabinete
alteraciones en el transporte:	
-azudes en el tramo	gab+cpo
-por otros elementos y acciones en el cauce	gab+cpo
mejora o restauración:	
-eliminación de presas aguas arriba	gab+cpo
-eliminación de obstáculos transversales	gab+cpo
-eliminación de obstáculos en afluentes directos	gab+cpo
-eliminación de defensas de margen y otros obstáculos laterales	gab+cpo

Para caracterizar las variables de campo en cada tramo se establecerán puntos concretos de muestreo y en cada uno un área de observación equivalente a 10 veces la anchura del cauce de estiaje. Las variables de gabinete se caracterizan sobre el tramo fluvial en su totalidad, salvo en el caso de la retención de presas y los usos en la cuenca y aguas arriba, que se caracterizan en todo el curso fluvial hasta el inicio del tramo.
Tanto para cada una de las variables de campo como para las de gabinete se ha redactado una explicación detallada de cómo deben ser observadas y medidas. La ficha final de toma de datos incluye en unos casos respuestas cerradas (para el tamaño dominante del sedimento, por ejemplo) y en otros casos abiertas (por ejemplo número de presas o % de la superficie de la cuenca vertiente afectada por retención).

3.2. Variación de la profundidad y anchura

Junto con la estructura y sustrato del lecho del río y la estructura del área ribereña caracteriza las "condiciones morfológicas" de acuerdo con la Directiva. En la tabla 2 se recogen las variables seleccionadas, para las que el protocolo se ha establecido siguiendo las mismas pautas que en el apartado anterior.

Tabla 2. Variación de la profundidad y anchura.
Table 2. River depth and width variation

variable	protocolo
tipos de valle	gabinete
llanura de inundación	gabinete
tipos morfológicos en planta	gabinete
grado de diversidad del tramo	gabinete
grado de libertad natural del cauce	gabinete
cambios de tipo registrados	gabinete
alteraciones antropogénicas en la forma, profundidad y anchura del cauce:	
-indirectamente generan cambio de tipo	gabinete
-directamente en la forma en planta	gabinete
-en llanura de inund. o espacio inundable	gabinete
-por encauzamientos	gab+cpo
-por dragados y extracciones	gab+cpo
-por elementos transversales	gab+cpo
-por otros elementos y estructuras	gab+cpo
mejora o restauración:	
-eliminación de diques o motas	gab+cpo
-retroceso de diques o motas	gab+cpo
-eliminación de encauzamientos	gab+cpo
-eliminación de obstáculos transversales	gab+cpo
-eliminación de otras estructuras	gab+cpo

3.3. Estructura y sustrato del lecho del río

Interviene en la caracterización de las "condiciones morfológicas". Para las variables seleccionadas (tabla 3), el protocolo sigue las pautas de los apartados anteriores.

Tabla 3. Estructura y sustrato del lecho del río.
Table 3. Structure and substrate of the river bed

variable	protocolo
tipo de sustrato	campo
tipo de estructura longitudinal	campo
formas del lecho	campo
alteraciones antropogénicas en estructura longitudinal y formas del lecho	campo
alteraciones antropogénicas en el fondo del cauce	campo
mejora o restauración	campo

4. EVALUACIÓN

El protocolo se completa con un procedimiento de evaluación que incluye diagnóstico biológico, hidrológico y geomorfológico. Concretando solo en este último, se utilizan para evaluar los datos procedentes de los tres bloques de caracterización, incorporados a dos ámbitos diferentes de evaluación de la Directiva: la continuidad del transporte de sedimentos se incluye en "continuidad del río", mientras variación de la profundidad y anchura del río y estructura y sustrato del lecho del río se incluyen en "condiciones morfológicas".

Para obtener una valoración única de continuidad del río (índice ICR), la continuidad del transporte de sedimentos (subíndice ICR-S, tabla 4) deberá combinarse con la continuidad de la fauna piscícola (subíndice ICR-P). Para obtener una valoración única de las condiciones morfológicas (índice ICM), las alteraciones en variables geomorfológicas (subíndice ICM-G, tabla 5) se combinarán con la valoración de la estructura y calidad ribereña (subíndice ICM-R).

Tabla 4. Subíndice ICR-S: valoración de la continuidad del transporte de sedimentos.
Table 4. ICR-S: assessment of sediment transport continuity

a) indicadores dinámica de sedimentos (máx.10 pt.)	
variable	puntuación (alto-medio-bajo / si-no)
movilidad del sedimento	2-1-0
acorazamiento	0-2-1
finos cubriendo sedimentos	0-1
imbricación	2-1-0
madera muerta	1-0
colonización vegetal en el cauce	0-1-2
b) riesgo de déficit de sedimentos por acción humana	
retención en presas	hasta 6
por usos en la cuenca y aguas arriba	hasta 2
por acciones en el cauce	hasta 4
por acciones en las márgenes	hasta 4
por desconexión con laderas y morf. lat.	hasta 2
por acciones en afluentes directos	hasta 2
c) riesgo de alteraciones en el transporte	
por azudes	hasta 5
por otros elementos y acciones en el cauce	hasta 5

Tabla 5. Subíndice ICM-G: valoración de las condiciones geomorfológicas.
Table 5. ICM-G: assessment of geomorphological condition

a) alterac. en forma, profund. y anchura del cauce	
variable	puntuación
indirectamente generando cambio de tipo	hasta 2
directamente en la forma en planta	hasta 4
en llanura de inundación o espacio inundable	hasta 2
por encauzamientos	hasta 4
por dragados y extracciones	hasta 4
por elementos transversales	hasta 2
por otros elementos y estructuras	hasta 2
b) alteraciones en la estructura y sustrato del lecho	
síntomas de incisión o acreción por causas antropogénicas	hasta 2
alteraciones por remociones, extracciones o dragados	hasta 4
alteraciones por estructuras de fondo (azudes vados, hormigonados, solados)	hasta 4

Una vez computadas las puntuaciones se establecerá una asignación final de valores para determinar el estado muy bueno, bueno, moderado, deficiente o muy malo.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La Directiva 2000/60/CE permitió que la geomorfología fluvial comenzara a tener un papel en el diagnóstico y la evaluación del estado ecológico de los ríos europeos. Pero los elementos y procesos geomorfológicos siguen siendo mal conocidos por los técnicos de gestión y hay pocos expertos en geomorfología que trabajen en esta línea (Ollero, 2011). La caracterización y la evaluación geomorfológicas son consideradas, desde los ámbitos de gestión, complejas y difíciles de observar e identificar. Sin embargo, la Directiva exige su tratamiento. La solución es simplificar indicadores y procedimientos. Así, este protocolo, además de contar con un manual de instrucciones que facilita su aplicación, es apto para cualquier tipología de curso fluvial y rápido en su puesta en práctica, rapidez que responde a su sencillez y a la previsión de escasez de recursos (jornadas de campo y gabinete) para una tarea obligatoria cada 6 años (la frecuencia de la planificación hidrológica) para toda la red fluvial española.

Las variables seleccionadas para el presente protocolo son trabajadas directamente en campo

y sobre la fotografía aérea más reciente, incluyendo la comparación con vuelos antiguos. También es necesario obtener información documental sobre actuaciones en cauces. Con todo ello puede alcanzarse un diagnóstico hidromorfológico suficiente para los objetivos de la administración, pero no de detalle, y en algunos casos con déficits derivados del propio procedimiento. Así, en cauces estrechos o zonas con abundante vegetación no es posible obtener suficiente información de la fotografía aérea. En otros casos, los tramos evaluados ("masas de agua" de acuerdo con la terminología de la Directiva) son muy largos y complejos (se han delimitado oficialmente por criterios hidroecológicos, no geomorfológicos) y no habrá posibilidad de establecer el suficiente número de puntos de muestreo de campo representativos, y además solo se aporta una caracterización y evaluación por tramo. Otro problema deriva de la inexistencia de información, en muchos cursos, sobre actuaciones en cauces, lo cual implicaría un mayor esfuerzo para identificar en campo dichas actuaciones y sus efectos.

En la metodología de evaluación definida se incluyen tanto indicadores observados como presiones identificadas e impactos detectados. En planteamientos metodológicos anteriores (Ollero, 2011) e índices de referencia (Rinaldi et al., 2013) ya se puso de manifiesto que es imposible apoyar la evaluación geomorfológica exclusivamente en indicadores observados o medidos. Como se ha expuesto (tablas 4 y 5), hay variables que se valoran desde actuaciones que alteran la morfología fluvial, siendo esa alteración ya efectiva (observable en los indicadores) o que pueda ir manifestándose a futuro. Ello es útil por simplificar el protocolo y totalmente válido de acuerdo con la experiencia (Ollero et al., 2010; Mora et al., 2012), ya que hay una relación directa entre actuaciones humanas y respuesta geomorfológica (Gilvear, 1999, Surian y Rinaldi, 2003, Ollero, 2008).

En conclusión, este estudio es un ejemplo de geomorfología fluvial aplicada. En el proceso metodológico se han tenido en cuenta los objetivos marcados por la Directiva 2000/60/CE y las dificultades en la toma de datos. El producto ha sido testeado con buenos resultados y se integrará en un protocolo más amplio de caracterización y evaluación fluvial.

Agradecimientos

A los científicos y técnicos del grupo de trabajo para el Protocolo de Hidromorfología Fluvial promovido por el Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (septiembre 2013-marzo 2014).

REFERENCIAS

Brierley, G., Fryirs, K., Outhet, D., Massey, C. 2002. Application of the River Styles framework as a basis for river management in New South Wales, Australia. Applied Geography 22, 91-122.

Gilvear, D.J. 1999. Fluvial geomorphology and river engineering: future roles utilizing a fluvial hydrosystems framework. Geomorphology 31, 229-245.

Mora, D., Ballarín, D., Montorio, R., Zúñiga, M., Ollero, A., Durán, C., Navarro, P. 2012. Aplicación del índice hidrogeomorfológico IHG en el territorio aragonés de la cuenca del Ebro. Naturaleza Aragonesa 28, 35-42.

Ollero, A. 2008. Alteraciones geomorfológicas de los ríos en Europa y principios para la restauración de su dinámica. En González del Tánago, M. (Coord.): Ríos y sostenibilidad. Tribuna del Agua de la Exposición Internacional de Zaragoza.

Ollero, A. 2011. Los cauces fluviales como indicadores de cambio global: propuesta metodológica. Zubía monográfico 23, 187-200.

Ollero, A., Gonzalo, L.E., Ibisate, A., Ballarín, D., Díaz, E., Horacio, J., Mora, D., Sánchez Fabre, M. 2010. Una metodología de evaluación hidrogeomorfológica de sistemas fluviales: el índice IHG. En Úbeda, X., Vericat, D., Batalla, R.J. (Eds.): Avances de la Geomorfología en España 2008-2010, Solsona, 259-262.

Ollero, A., Ibisate, A., Gonzalo, L.E., Acín, V., Ballarín, D., Díaz, E., Domenech, S., Gimeno, M., Granado, D., Horacio, J., Mora, D., Sánchez Fabre, M. 2011. The IHG index for hydromorphological quality assessment of rivers and streams: updated version. Limnetica 30 (2), 255-262.

Raven, P.J., Holmes, N.T.H., Dawson, F.H., Fox, P.J.A., Everard, M., Fozzard, I.R., Rouen, K.J. 1998. River Habitat Survey: the physical character or rivers and streams in the UK and Isle of Man. Environment Agency, Bristol, 85 pp.

Rinaldi, M., Surian, N., Comiti, F., Bussettini, M. 2013. A method for the assessment and analysis of the hydromorphological condition of Italian streams: The Morphological Quality Index (MQI). Geomorphology 180-181, 96-108.

Surian, N., Rinaldi, M. 2003. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. Geomorphology 50, 307-326.

Thorne, C.R. 1998. Stream reconnaissance hand-book: geomorphological investigation and analysis of river channels. Wiley, Chichester, 133 pp.

CONDICIONES DE REFERENCIA DE TRAMOS PARA SU RESTAURACIÓN: EL RÍO OIARTZUN Y SUS AFLUENTES (GIPUZKOA)

Reference condition of river reaches for restoration: Oiartzun River and tributaries (Gipuzkoa).

A. Ibisate[1], A. Ollero[2], V. Acín[4], D. Granado[4], D. Ballarín[2,3], A. Sáenz de Olazagoitia[1], X. Herrero[1], D. Mora[3], y J. Horacio[5]

1 Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco, UPV/EHU, c) Tomás y Valiente, s/n, 01006 Vitoria-Gasteiz, askoa.ibisate@ehu.es
2 Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza
3 Mastergeo, S.L.
4 Ecoter, S.C.
5 Dpto. de Geografía, Universidad de Santiago de Compostela

Abstract: Se desarrolla un trabajo aplicado en el que la geomorfología constituye la herramienta para la toma de decisiones y la gestión de espacios fluviales. La restauración para el logro del buen estado ecológico requiere identificar la condición de referencia para cada tramo y definir la imagen objetivo alcanzable. Para identificar condiciones de referencia se ha tramificado la red fluvial del Oiartzun con criterios geomorfológicos y se ha diagnosticado el estado hidromorfológico de los tramos valorando su grado de alteración y su capacidad de recuperación. Mediante herramientas SIG se han cruzado variables de tipo de tramo, litología y usos del suelo y valoración hidromorfológica o ecológica a nivel de Oiartzun y Gipuzkoa respectivamente. De modo que aquéllos tramos que coinciden en características y tienen un buen estado de conservación son considerados condición de referencia. Finalmente se han propuesto imágenes objetivo para cada tramo y las medidas de restauración geomorfológica posibles teniendo en cuenta la dinámica fluvial actual.

Palabras clave: restauración fluvial, geomorfología fluvial, condición de referencia, imagen objetivo, río Oiartzun
Key words: river restoration, fluvial geomorphology, reference condition, objective image, Oiartzun River

1. INTRODUCCIÓN

Se presenta el desarrollo de un trabajo aplicado en el que la geomorfología constituye la herramienta para la toma de decisiones y la gestión de los espacios fluviales.

La restauración de las masas de agua que demanda la Directiva 2000/60/CE para el logro del buen estado ecológico, requiere la identificación de la condición de referencia (Brierley y Fryirs, 1995, Stoddard et al., 2006, Pardo et al., 2012) para cada uno de los tramos y la definición de la imagen objetivo alcanzable teniendo en cuenta los cambios directos e indirectos sucedidos en la cuenca y en el tramo (Wyżga et al., 2009) y que han alterado los factores que condicionan la morfología fluvial: caudal, sedimentos y morfología del valle (Ibisate et al., 2011).

2. ÁREA DE ESTUDIO

La red fluvial analizada corresponde al eje del río Oiartzun y sus principales afluentes (Txurrumurru, Otsamantegi, Intzensoro, Karrika, Txalaka-Bonatxo, Auztegi y Bakarraiztegi). La cuenca se sitúa en el extremo nororiental de Gipuzkoa, ámbito caracterizado por una elevada pluviometría, fuertes pendientes y cursos de elevada energía.

3. METODOLOGÍA

Como primer paso de trabajo se procedió a una doble tramificación con criterios geomorfológicos, obteniendo tramos de morfología y procesos homogéneos. Una aplicada a toda la red fluvial del Oiartzun realizada en campo, identificando el tipo y tamaño de sedimento, pendiente, presencia de

llanura de inundación, rápidos, umbrales rocosos y procesos geomorfológicos. La segunda tramificación, a toda la red fluvial de Gipuzkoa, se realizó a través de la combinación mediante SIG de 4 variables hidromorfológicas: confinamiento del cauce, sustrato, sinuosidad y dinámica morfológica del cauce (Fig. 1-1).

A continuación se realizó un análisis de los procesos geomorfológicos identificados en campo y el diagnóstico de cada uno de los tramos de la red del Oiartzun estableciendo su estado con respecto a la condición de referencia o estado "natural" de cada tipología, valorándose así su grado de alteración y su capacidad de recuperación.

En una tercera fase de trabajo se procedió a la identificación de los tramos que pudieran constituir condiciones de referencia mediante el cruce de capas temáticas como pendiente, litología, anchura del valle, sinuosidad, con SIG y su contraste en campo.

Finalmente se han propuesto imágenes objetivo para alguno de los tramos y las medidas de restauración geomorfológicas posibles teniendo en cuenta los procesos hidromorfológicos que condicionan la dinámica fluvial actual.

4. RESULTADOS

La tramificación de los cursos fluviales mediante trabajo de campo y gabinete ha dado lugar a la identificación de 68 tramos agrupados en 5 tipologías a partir de Brierley y Fryirs (1995) y Montgomery y Buffington (1997): cascada, rampa, rápido y remanso, salto y poza y río en roca.

Se ha realizado una valoración de la calidad hidrogeomorfológica de todos los tramos mediante el índice IHG (Ollero et al. 2008, 2011), identificando los tramos como de muy buena, buena, moderada, deficiente y muy mala calidad (Fig. 1-2). Los tramos en muy buen o buen estado ecológico constituyen *per se* la condición de referencia para todos aquéllos que comparten características. La búsqueda de la condición de referencia para los tramos que no mantienen su naturalidad se ha realizado a una doble escala, a nivel de la cuenca del Oiartzun y a nivel de Gipuzkoa.

En ambos casos se han buscado tramos que comparten condiciones litológicas y de usos del suelo similares, para ello la capa de litología se simplificó en 5 categorías de características comunes en cuanto al comportamiento geomorfológico (depósitos no consolidados, detríticas consolidadas de grano grueso, detríticas consolidadas de grano fino, rocas carbonatadas y, granitoides y rocas ígneas). La capa de usos del suelo se ha simplificado a su vez en 3 categorías (zonas artificiales, zonas agrícolas y bosques y áreas seminaturales). De modo que la combinación de ambas da lugar a 15 categorías de paisaje (Fig.1-3).

A nivel de Oiartzun esas categorías se han cruzado con las 5 tipologías obtenidas de la tramificación realizada en campo, lo que ha dado lugar a 45 tipos de tramos en la cuenca del Oiartzun, de las 75 combinaciones posibles, lo que indica una diversidad paisajística y fluvial muy elevada.

Dado que a nivel de Oiartzun se dispone de una valoración hidromorfológica (IHG) exhaustiva se ha cruzado con las tipologías de paisaje de modo que aquéllos tramos que presentan una valoración buena o muy buena constituyen la condición de referencia para los tramos de igual tipología de paisaje. El cruce de información no proporciona condiciones de referencia para todos los tramos, como es lógico especialmente para zonas artificiales (núcleos urbanos, polígonos industriales, etc.) ubicados en tramos bajos y llanos y que han sido intensamente modificados. Por ello se ha abordado el trabajo en una segunda fase a escala del territorio de Gipuzkoa. Inicialmente se planteó el trabajo a escala de la cornisa cantábrica, con el fin de poder disponer de mayores opciones de hallar condiciones de referencia. Sin embargo la falta de homogeneidad de la información disponible hizo desestimar de dicha opción.

Los tramos obtenidos de la tramificación de la red de Gipuzkoa fueron empleados como base para su clasificación según las tipologías de paisaje. La información de la valoración propiamente hidromorfológica a escala de Gipuzkoa no existe, de modo que se ha tomado como referencia la valoración del estado ecológico realizado para toda la red de la Comunidad Autónoma Vasca por la Agencia Vasca del Agua (URA). Sin embargo hay que tener presente tres cuestiones: que la información del estado ecológico tiene una escala de trabajo más general, basada en el concepto de masa de agua y que no está definida con criterios hidrogeomorfológicos y no coinciden con los tramos definidos en este trabajo; que no existen datos del estado ecológi-

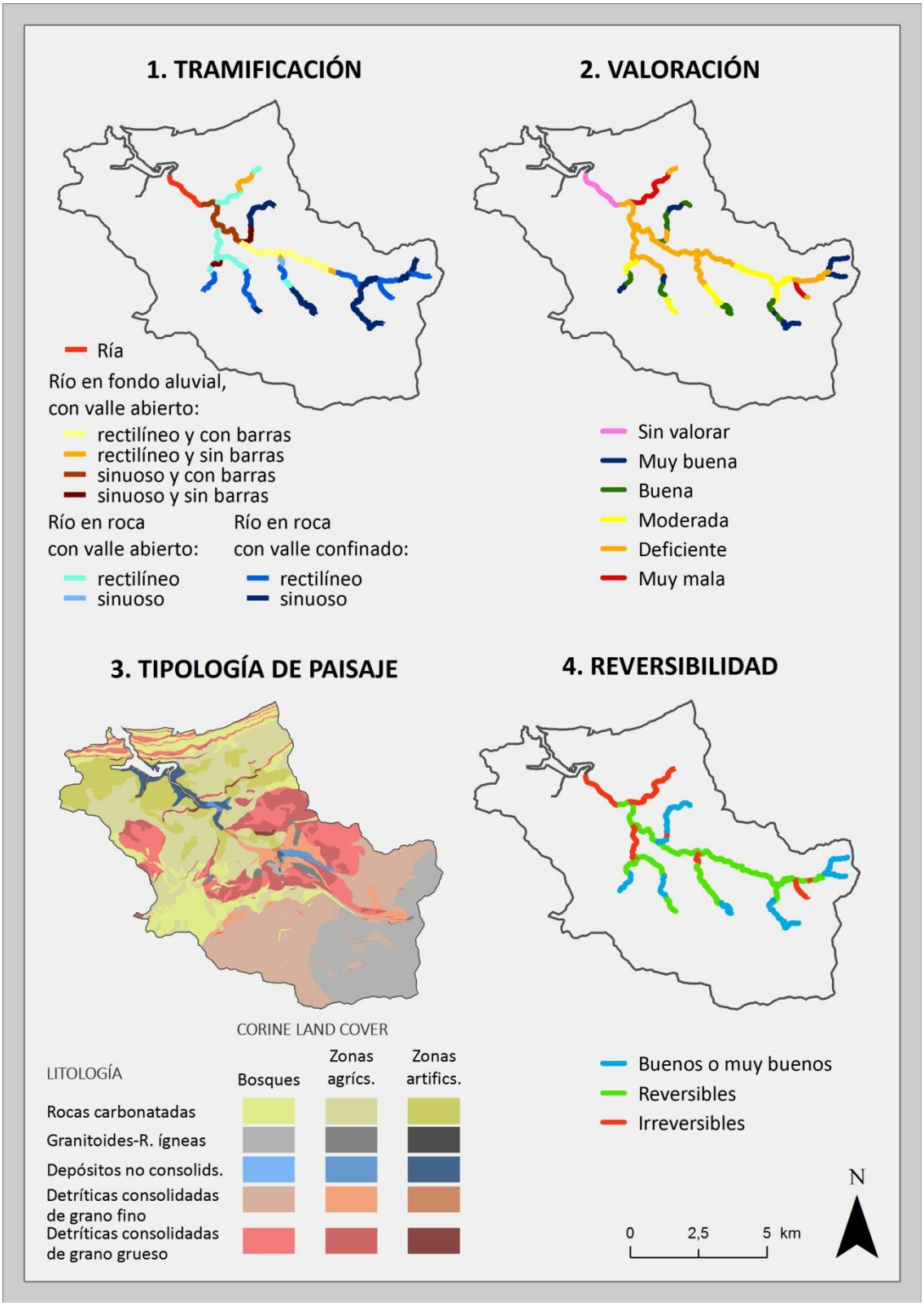


Fig. 1. Representación del proceso metodológico empleado: 1.Tramificación a escala de Gipuzkoa; 2. Resultado de la valoración de la calidad hidrogeomorfológica; 3. Tipología de paisaje: combinación de la litología y los usos del suelo en la cuenca del Oiartzun; 4 Tramos en buen estado, reversibles e irreversibles en la cuenca del Oiartzun.

Fig. 1. Methodological approach: 1. River reaches at Gipuzkoa scale; 2. Hydrogeomorphological assessment results; 3.Landscape typology: combination of lithology and land uses in Oiartzun basin; 4. Good condition, reversible and irreversible reaches at Oiartzun basin

co para toda la red de drenaje de la tramificación de Gipuzkoa, lo que descarta un gran número de tramos como posibles condiciones de referencia; y que la valoración está realizada con criterios ecológicos y no geomorfológicos. Esto hace necesario tomar con cautela los resultados obtenidos a esta escala.

El último paso ha sido establecer la imagen objetivo, el estado que se desea alcanzar en un proyecto de restauración, teniendo en cuenta la condición de referencia existente, las características actuales del tramo o el potencial de recuperación.

Así se ha calculado el potencial de recuperación de los tramos con calidad moderada, deficiente y muy mala. El objetivo es conocer en qué tramos se podría alcanzar una calidad hidromorfológica buena llevando a cabo actuaciones de restauración a corto y medio plazo (tramos reversibles) y en qué tramos no se puede debido a las fuertes presiones que sufren (irreversibles) (Fig. 1-4). El cálculo de potencial de recuperación se realiza teniendo en cuenta tres variables que se cruzan y de las que se obtienen tres categorías en que se han dividido los tramos: calidad del IHG y número de impactos, uso de suelo y condiciones de referencia.

En aquellos tramos de carácter reversible conociendo los procesos dominantes y los impactos concretos que sufre el tramo a restaurar obtenidos de la valoración hidromorfológica, se puede establecer la imagen objetivo. Si existe una condición de referencia, esa puede servir para definir la imagen objetivo en función del objetivo de restauración. Pero en el caso de no disponer de condición de referencia la opción es la búsqueda de la imagen a través del análisis de la evolución del río mediante fotografías aéreas históricas o imágenes de satélite. De modo que se puedan identificar los cambios habidos en el cauce y la cuenca, así como la dinámica previa a la alteración geomorfológico, con el fin de obtener los elementos de mayor presión e impacto y formular los objetivos de restauración.

5. CONCLUSIONES

El presente trabajo constituye un trabajo de geomorfología aplicada, donde se ha aplicado una metodología novedosa que ha permitido poner a disposición de los gestores información geomorfológica que les permita encarar la restauración de los cursos fluviales tal y como la Directiva Marco de Aguas requiere.

La metodología aplicada, combinando trabajo de campo y SIG, ha permitido obtener unos resultados en general satisfactorios, pero que es necesario corroborar en otros ámbitos para confirmar su validez. Se trata de un trabajo novedoso y sin prácticamente antecedentes. La metodología ha resultado útil, aunque la falta de información de carácter geomorfológico supone cierta limitación que puede compensarse en parte mediante trabajo de campo. Sin embargo no siempre es factible cuando se trabaja en un ámbito territorial extenso.

Agradecimientos

El presente trabajo es el resultado de dos contratos de investigación encargados por la Diputación Foral de Gipuzkoa "Tramificación hidrogeomorfológica de los cursos fluviales de Gipuzkoa" y "Condiciones de referencia para la restauración de la morfología fluvial en el río Oiartzun" a la Universidad de Zaragoza y la Universidad del País Vasco, UPV/EHU, respectivamente.

REFERENCIAS

Brierley, G.J. y Fryirs, K.A. 1995. Geomorphology and river management. Applications of the River Styles Framework. Blackwell, 398 p., Oxford.

Ibisate, A., Ollero, A., Díaz, E. 2011. Influence of catchment processes on fluvial morphology and river habitats. Limnetica 30 (2), 169-182.

Montomery, D.R. y Buffington, M. 1997. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. Geological Society of America Bulletin, 109: 596-611.

Pardo, I., Gómez-Rodríguez, C., Wasson, J.G., Owen, R., van de Bund, W., Kelly, M., Bennett, C., Birk, S., Buffagni, A., Erba, S., Mengin, N., Murray-Bligh, J., Ofenböeck, G. 2012. The European reference condition concept: a scientific and technical approach to identify minimally-impacted river ecosystems. Science of the Total Environment 420, 33–42.

Stoddard, J.L., Larsen, D.P., Hawkins, C.P., Johnson, R.K., Norris, R.H. 2006. Setting expectations for the ecological conditions of streams: the concept of reference condition. Ecological Applications 16 (4), 1267-1276.

Wyzga, B., Zawiejska, J., Radecki-Pawlik, A., Hajdukiewicz, H. 2012. Environmental change, hydromorphological reference conditions and the restoration of Polish Carpathian rivers. Earth Surface Processes and Landforms 37, 1213-1226.

DATACIÓN DE DOS TERRAZAS ROCOSAS DEL VALLE DEL RÍO LOZOYA (COMUNIDAD DE MADRID, ESPAÑA) MEDIANTE LOS ISÓTOPOS COSMOGÉNICOS BE-10 Y AL-26.

Exposure ages of two rock terraces of the Lozoya River (Central Spain) from cosmogenic nuclides Be-10 and Al-26.

A T. Karampaglidis[1], [2], Á. Rodés[3], A. Benito-Calvo[1], A. Pérez-González[1] y L. Miguens-Rodríguez

1 Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo Sierra de Atapuerca 3. 09002, Burgos, Spain.
2 Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Ciudad Universitaria s/n, 28040 Madrid, Spain.
3. CIAF, Scottish Universities Environmental Research Centre, East Kilbride, G75 0QF, United Kingdom.

Abstract: The Lozoya River watershed (Community of Madrid) is a tectonic depression (pop-down) located at the Eastern sector of the Spanish Central System. This area is characterized by lithological heterogeneity and a complex structural history. In this sector, during Quaternary, was identified an extensive sequence of rock terraces of the Lozoya River which demonstrates a complex landscape evolution. The absence of sedimentary deposits makes difficult to get numerical chronological data from these landforms. Thus, we based the proposed chronology on exposure ages obtained from 10Be-26Al depth profiles from two rock terraces [TE14 (+70-74 m) and TE17 (+42-46 m)]. In both cases, 26Al/10Be ratios are similar to the surface production rates (~6,75), which indicates a constant exposure. Using inverse modeling, we calculated exposure ages of >232 ka (minimum age) and erosion rates of 18-19 mm/ka for TE15, and ages >140 ka (minimum age) and erosion rates of 7-8 mm/ka for TE17.

Palabras clave: Terrazas rocosas, núclidos cosmogenicos, Río Lozoya, Sistema Central Español.
Key words: Rock terraces, cosmogenic nuclides, Lozoya River, Spanish Central System.

1. INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas, la parte oriental del Sistema Central Español donde se encuentra la cuenca de drenaje del Río Lozoya (Figura 1), ha sido objeto de numerosos estudios geomorfológicos sobre las superficies de erosión, su evolución neógena y el establecimiendo posterior de la red fluvial cuaternaria (Schwenzer, 1937; Penk, 1954; Birot y Solé Salaris, 1954; Pedraza, 1978; Garzón, 1980; Fernández, 1987; Karampaglidis et al., 2011). El presente estudio está enfocado en la evolución del Río Lozoya durante el Cuaternario donde se ha identificado una larga secuencia de terrazas fluviales (25 niveles) mayoritariamente de carácter erosivo (Karampaglidis et al., 2011). Poder establecer la cronología de las terrazas rocosas es problemática debido a la ausencia de depósitos sedimentarios. Por ello, en este trabajo hemos aplicado la técnica de datación por isótopos cosmogénicos, la cual permite estimar la edad de exposición de una superficie erosiva, como son las terrazas rocosas (Gosse and Phillips, 2001). De este modo, en este estudio se presentan los primeros datos numéricos de la edad mínima de exposición de dos terrazas rocosas del Río Lozoya mediante los isótopos cosmogénicos 10Be y 26Al.

2. METODOLOGÍA

El análisis y la identificación de la secuencia fluvial del Río Lozoya se han realizado mediante una cartografía geomorfológica de detalle. Para elaborar esta cartografía se han combinado distintas fuentes de información geográfica (Karampaglidis et al., 2011) que nos han permitido delimitar con buena precisión las terrazas rocosas (TE15 (+62-64m) y TE17

(+42-46m)) y su correlación con los niveles aluviales de las terrazas del valle del río Jarama. La terrazas rocosas seleccionadas fueron posteriormente muestreadas, con objeto de datar su edad mínima de exposición a partir de su formación mediante isótopos cosmogénicos (Figura 2). Para poder calcular las edades de exposición y sus tasas de erosión se ha usado una modelización inversa de chi-cuadrado para ajustar los valores medidos de 10Be y 26Al en modelos de perfiles de profundidad (Siame et al., 2004; Braucher et al., 2009; Rodés et al., 2011; Balco et al., 2013; Rodés et al., 2013; Figura 3).

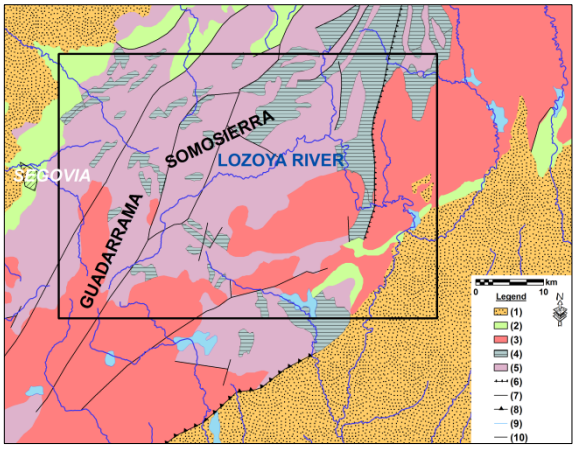


Figura 1. Mapa geológico simplificado del valle del Río Lozoya, modificado de Alvaro et al., (2001). Leyenda: (1) Sedimentos Cenozoicos (yesos, conglomerados, bloques, cantos, gravas, arenas, limos y arcillas), (2) Mesozoico (areniscas, arenas, dolomitas y lutitas), (3) Pérmico (granitos, adamellitas, gneises, pizarras negras, cuarcitas y rocas filonianas), (4) Paleozoico (paragneises, esquistos, samitas, pizarras negras y cuarcitas), (5) Ordovícico (ortogneises y leucogneises), (6) Falla de la Somosierra, (7) Fallas, (8) Cabalgamientos, (9) Red hidrográfica y (10) Área del estudio.

Figure 1.Simplified geologic map of the Lozoya River valley, modified from Alvaro et al. (2001). Legend: (1) Cenozoic sediments (gypsum, conglomerates, boulders, cobbles, gravels, sands, silts and clays), (2) Mesozoic (sandstone, sand, dolomite and lutites), (3) Permian (granite, adamellite, gneiss, black slate, quartzite and hypabyssal rocks), (4) Paleozoic (paragneiss, schist, psammite, black slate and quartzite), (5) Ordovician (ortogneiss and leukogneiss), (6) Somosierra Fault, (7) Faults, (8) Thrusts, (9) Hydrographic net and (10) Study area.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Durante el Cuaternario, a lo largo de la cuenca de drenaje del Río Lozoya se ha identificado una larga secuencia fluvial (25 niveles), con 15 niveles situados en el Pleistoceno Inferior, 5 el Pleistoceno Medio y tres del Pleistoceno Superior. Las terrazas mejor conservadas y menos afectadas por procesos de erosión y meteorización se encuentran entre Pleistoceno Inferior-Medio y están localizadas en la zona de aguas abajo de la pared de la Presa de Pinilla y de la Presa del Atazar. Por lo tanto las zonas de muestreo se encuentran en estas áreas. La primera zona está ubicada en la zona de Atazar en la terraza TE15 (+62-64m, 0,042 km², muestras 75AP02 y 75AP03) sobre rocas graníticas del Pérmico. La correlación de esta terraza rocosa con niveles equivalentes situados en el valle del Jarama, sugiere una edad alrededor del Pleistoceno Inferior (Pérez-González et al., 1994; Karampaglidis et al., 2011). Las superficies graníticas de estas terrazas normalmente están afectadas frecuentemente por fenómenos de meteorización. Durante el muestreo se intentaron evitar estas zonas, recogiendo las muestras en los puntos mejor conservados (Karampaglidis et al., 2011). Para esta terraza los datos del modelo del perfil de la profundidad se encuentra dentro de las edades >232 ka, con tasas de erosión entre 18 y 19 mm/ka. El mejor ajuste se localiza en zonas de saturación (con un mejor ajuste de $t=\infty$ y tasa de erosión de 19 mm/ka). La segunda zona se encuentra en la salida de Presa de Pinilla, en la terraza TE17 (+42-46m, 0,055 km², muestras 45P02 y 45P03) sobre rocas metamórficas paleozoicas (ortoneises y leuconeises). Esta terraza en valle del río Jarama es situada alrededor del Pleistoceno medio (Pérez-González et al., 1994; Karampaglidis et al., 2011). Para esta terraza los datos del modelo del perfil de la profundidad se encuentra dentro de las edades >140 ka, con tasas de erosión entre 7 y 9 mm/ka y su mejor ajuste se localiza en zonas de saturación (con un mejor ajuste de $t=\infty$ y tasa de erosión de 9 mm/ka). Las concentraciones de ambos perfiles muestran ratios 26Al/10Be parecidos al ratio de producción lo que sugiere modelos de exposición simples (sin largos periodos de enterramiento). Así que nuestros datos indican que las terrazas muestreadas son superficies antiguas (TE15 >235ka y TE17 >140ka) y que están siendo erosionadas a una velocidad relativamente alta para superficies de roca.

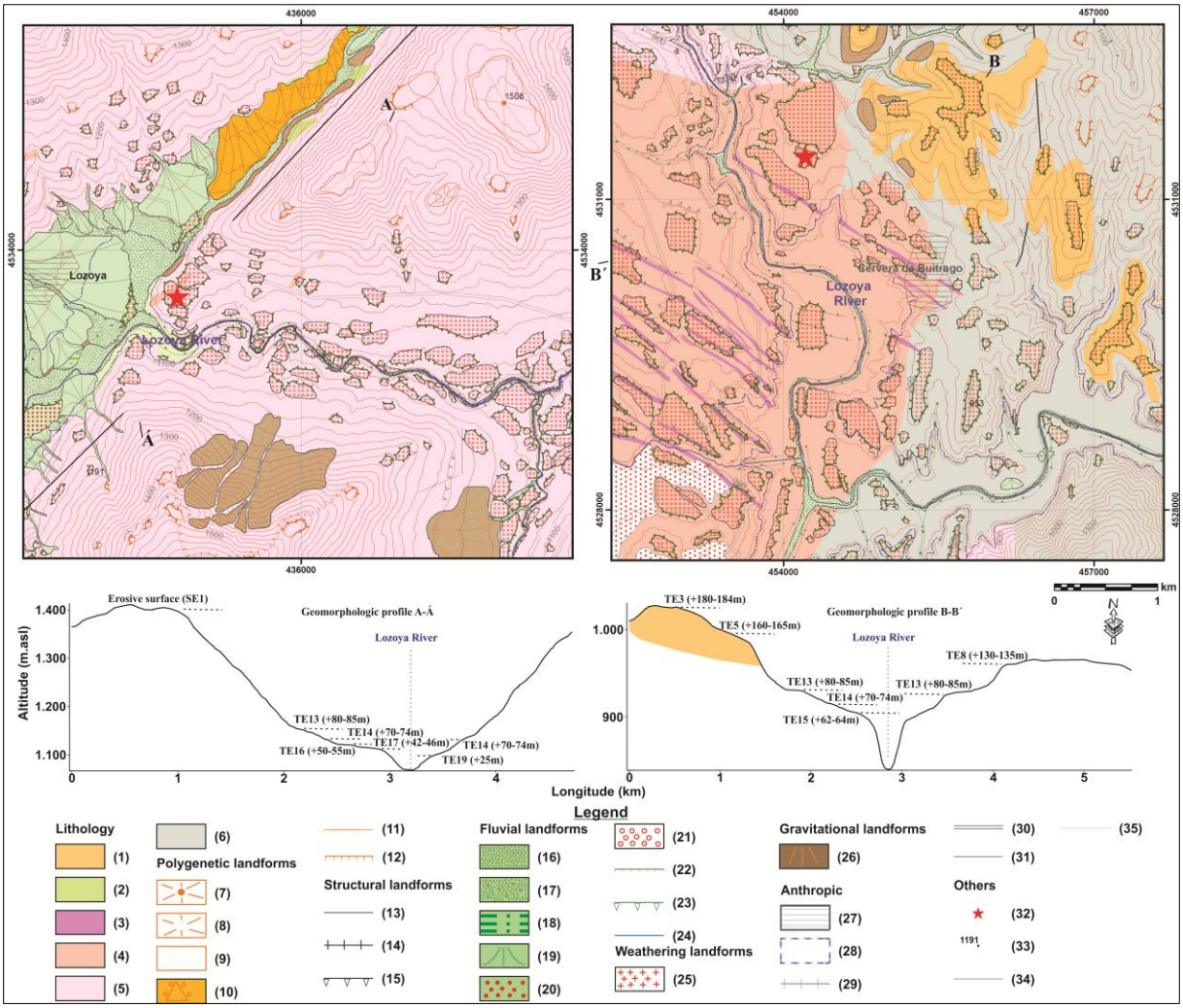


Figura 2. Mapa geomorfológico en las zonas de muestreo. Leyenda: (1) Neógeno (bloques, cantos, arenas y arcillas), (2) Mesozoico (areniscas, arenas, dolomías y lutitas), (3) Pérmico (rocas filonianas), (4) Pérmico(granitos y adamelitas) (5) Ordovícico (ortogneises y leucogneises), (6) Paleozoico (paragneises, esquistos, metasamitas, pizarras negras y cuarcitas), (7) Relieve residual, tipo Monadnock, (8) Cerro alomado, (9) Rellano, (10) Glacis Coluvial, (11) Reborde poligénico, (12) Cabecera, (13) Falla, (14) Resalte, (15) Escarpe estructural, (16) Fondo de valle, (17) Fondo de valle torrencial, (18) Llanura aluvial, (19) Abanico Aluvial, (20) Terraza con depósito, (21) Terraza erosiva, (22) Reborde fluvial, (23) Escarpe Fluvial, (24) Red de drenaje, (25) Arenitización, (26) Coluvión, (27) Municipios, (28) Embalse, (29) Ferrocarril, (30) Carretera, (31) Autopista, (32) Zonas de muestreo, (33) Cota altimétrica en msnm, (34) Curvas de nivel maestras (equidistancia 100 m), (35) Curvas de nivel intermedias (equidistancia 20m).

Legend: (1) Neogene (Boulgers, boulders, cobbles, gravels, sands, silts and clays), (2) Mesozoic (sandstone, sand, dolomite and lutites), (3) Permian (hypabyssal rocks), (4) Permian (granites and adamellites), (5) Ordovician (ortogneiss and leukogneiss), (6) Paleozoic (paragneiss, schist, psammite, black slate and quartzite), (7) Residual relief, Monadnock, (8) Conical hill, (9) Polygenic erosive bed plane, (10) Colluvial pediment, (11) Polygenetic scarp, (12) Erosion headward watershade, (13) Fault, (14) Mark, (15) Structural scarp, (16) Fluvial floor valley, (17) Torrential fluvial deposit, (18) Floodplain, (19) Alluvial fan, (20) Fluvial terrace with deposit, (21) Rock terrace, (22) Fluvial scarp, (23) Fluvial scarp, (24) Drainage network, (25) Granite high weathering zone, (26) Colluvium, (27) Urban area, (28) Dam, (29) Railroad, (30) Roads, (31) Highway, (32) Sampling areas, (33) Elevation (m a.s.l.), (34) Index contour line (100 m), (35) Intermediate contour line (20 m).

Además, según los datos obtenidos los granitos parecen presentar unas tasas de erosión más altas que los de gneises (casi doble).

Por último, señalar que la datación de antiguas superficies de exposición por isótopos cosmogénicos es una técnica prometedora que puede permitir estimar edades mínimas para formas de relieve sin apenas depósitos, cuantificar sus tasas de erosión y ratios de

incisión, y de este modo comprender su historia evolutiva.

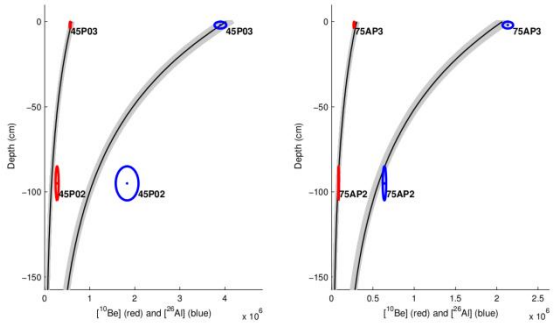


Figura 3. Perfiles de concentración de ^{10}Be y ^{26}Al en profundidad. Las elipses representan las incertidumbres de concentración y de la profundidad a la que fueron tomadas las muestras. Los modelos que mejor se ajustan a los datos están representados por líneas negras, y los modelos que se ajustan a los datos con niveles de confianza de 1 sigma están representados por líneas grises.

Figure 3. ^{10}Be and ^{26}Al sample concentrations vs. depth. Error ellipses include concentration and depth uncertainties. Best fit of exposure models are depicted by black lines. Models that fit the measured dataset within 1sigma confidence level are depicted by grey areas.

REFERENCIAS

Álvaro, M., Apalategui, O., Baena, J., Balcells, R., Barnolas, A., Barrera, J. L., Bellido, F., Cueto, L. A., Díaz de Neira, A.; Elízaga, E.; Fernández-Gianotti, J. R., Ferreiro, E. , Gabaldón, V., García-Sansegundo, J., Gómez, J. A., Heredia, N., Hernández-Urroz, J., Hernández- Samaniego, A., Lendínez, A., Leyva, F., López-Olmedo, F. L., Lorenzo, S., Martín, L., Martín, D., Martín Serrano, A., Matas, J., Monteserrín, V., Nozal, F., Olive, A., Ortega, E., Piles, E., Ramírez, J. I., Robador, A., Roldán, F., Rodríguez, L. R., Ruiz, P.; Ruiz, M. T., Sánchez-Carretero; R., Teixell, A., 2001. Mapa Geológico de España a E 1:1,000,000. IGME, Madrid.

Balco, G., Soreghan, G.S., Sweet, D.E., Marra, K.R., Bierman, P.R., 2013. Cosmogenic nuclide burial ages for Pleistocene sedimentary ll in Unaweep Canyon, Colorado, USA. Quat. Geochronol. 18, 149-157.

Birot, P. Ysole Sabaris, L., 1954. Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española. C.S.LC, Inst. «Juan Sebastián Elcano», Madrid, 87 pp.

Braucher, R., Castillo, P.D., Siame, L., Hidy, A., Bourles, D., 2009. Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced ^{10}Be depth profile: A mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases. Quat. Geochronol. 4 (1), 56-67.

Fernandez Garcia, P., 1987. Geomorfología del sector comprendido entre el Sistema Central y el Macizo de Sta. María la Real de Nieva (Segovia). Tesis doctoral. Universidad de Complutense de Madrid. Madrid, 335pp.

Garzón, M. G., 1980: Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Credos (Sistema Central Español).Ensayo de una cartografía geomorfológica, Tesis Doctoral, Fac. Geología, UCM, Madrid, 325 pp.

Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. Quat. Sci. Rev. 20 (14), 1475-1560.

Karampaglidis, T., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Baquedano, E. and Arsuaga, J.L., 2011. Secuencia geomorfológica y reconstrucción del paisaje durante el Cuaternario en el valle del río Lozoya (Sistema Central, España). Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica 105 (1-4), 149-162.

Pedraza,J. De 1978. Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español), Tesis Doctoral, Fac. de C. Geológicas, UCM, Madrid, 459 pp.

Penck, W., 1953. Morphological Analysis of Landforms. Contribution to Physical Geology, MacMillan and Co., 430 pp. (Primera edición en lengua alemana en 1924).

Pérez-González, A. 1994. Depresion del Tajo. En: Gutierrez Elorza, M. (Eds): Geomorfologia de España. Editorial Rueda, Madrid, 389-410pp.

Rodés, Á., Pallàs, R., Ortuño, M., García-Melendez, E., Masana., E., 2013. Combining surface exposure dating and burial dating from paired cosmogenic depth profiles. Example of El Límite alluvial fan in Huércal-Overa basin (SE Iberia), Quaternary Geochronology (2013), http://dx.doi.org/10.1016/j.quageo.2013.10.002.

Rodés, A., Pallàs, R., Braucher, R., Moreno, X., Masana, E., Bourles, D.L., 2011. Effect of density uncertainties in cosmogenic ^{10}Be depth-profiles: dating a cemented Pleistocene alluvial fan (Carboneras Fault, SE Iberia). Quat. Geochronol. 6 (2), 186-194.

Schwenzner, J. E. 1937. Zur Morfologie das zentrals Spanichen Hoclandes. Geogr. Abhanl, 3. ª ser H.10, Págs 1-128. Stuttgart. Traducido y resumido C. Vidal Box.1943. La morfología de la región montañosa central de la meseta española. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología) 41, 121-128.

Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., Sbrier, M., Cushing, M., Bourles, D., Hamelin, B., Baroux, E., de Voogd, B., Raisbeck, G., Yiou, F., 2004. Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France). Earth Planet. Sci. Lett. 220 (34), 345-364.

DINÁMICA SEDIMENTARIA HISTÓRICA EN EL VALLE HASLI INFERIOR (ALPES SUIZOS)

Historical sediment dynamics in the Lower Hasli Valley (Swiss Alps)

J. Llorca Ballester[1], L. Schulte[1] y F. Carvalho[1]

1 FluvAlps Research Group. Departament de Geografia Física y Anàlisi Geogràfica Regional, Universitat de Barcelona. E-mail de contacto: jaimellorca@ub.edu.

Abstract: This paper focuses on the sedimentation processes in the Hasli Valley in historical times. The lithostratigraphy of the alluvial sediments in the floodplain are reconstructed using 25 shallow drillings (2 m deep) and one deep borehole (9 m). Seven organic samples are dated to establish isochrones that divide the accumulated material in 500-hundred-years time-slices. The recent period (500 BP-2008 AD) is analyzed to calculate the deposition volume. Aggradation trends indicate a slight decrease till the recent period, when rise again. Major input during this phase corresponds to distal and *levée* facies (mostly fine sands). TOC and grain size are analyzed, allowing the correlation with low frequency climatic variability. Cold phases correlate with frequent flood events, while warm phases indicate major TOC concentrations. Changes in recent aggradation relate to increasing human activity in past centuries.

Palabras clave: llanura de inundación, dinámica sedimentaria, variabilidad climática, Alpes.
Key words: floodplain, sediment dynamics, climate variability, Alps.

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo analiza el proceso de sedimentación reciente en la llanura deltaica del río Aare en el valle Hasli (Alpes Berneses). Este tipo de deltas alpinos funciona como *sediment sink*, reteniendo los sedimentos transportados por el río, lo que permite analizar las pautas de la agradación, así como confrontarlas con la variabilidad climática y la influencia antrópica. El río Aare ha presentado, históricamente, una alta movilidad de su lecho y de los canales secundarios (Carvalho y Schulte, 2013), que tiene su traducción en la arquitectura sedimentaria fluvial. Así, las diferentes facies (canal, *levée*, *crevasse splay*, etc.) permiten reconstruir la dinámica de la acreción lateral del lecho (Erkens *et al*., 2006; Schulte *et al*., 2009).
La llanura deltaica del Hasli (≈12 km de longitud; ≈1 km de ancho) se forma en la vertiente oriental del lago Brienz (Fig. 1) por la acumulación de sedimentos fluviales y aluviales tras la retirada del glaciar Aare (post-LGM).
La dinámica sedimentaria natural del delta se ha visto afectada, en época histórica, por las actividades humanas en la cuenca, como son la deforestación, los cambios en los usos del suelo y las obras de gestión hidráulica, que comienzan en el siglo XVI, culminando con la canalización del curso del Aare en 1876 y la construcción de presas en cabecera en el primer tercio del siglo XX..

2. METODOLOGÍA

El aspecto primordial de la metodología empleada es la adquisición de testigos sedimentarios por medio de sondeos en profundidad. Se traza un transecto transversal a la dirección del valle que consta de un sondeo profundo de 9 m y 25 sondeos cortos (2 m) a razón de uno cada 20 m. Se caracteriza cada una de las columnas de sedimentos extraída. Se reconstruye así la disposición litoestratigráfica de los distintos niveles que representa cada una de las facies.
Los sedimentos extraídos contienen muestras de materia orgánica susceptibles de ser datadas. El modelo cronológico se basa en la datación por radiocarbono (AMS) de siete muestras situadas en diferentes facies del perfil (Fig. 1). Cada una de ellas produce una tasa de sedimentación diferente. Se obtiene, por interpolación, el trazado de las isocronas del perfil (Fig. 1),

estableciendo así una división temporal en periodos de 500 años, que permitirá analizar la evolución del volumen depositado en este sector de la llanura aluvial.

El periodo 500 BP-actualidad se examina en detalle. Para ello se divide el perfil según ambientes sedimentarios: facies de canal, de *levée*, depresión interdistributaria y facies distal (Fig. 1). Se calcula el volumen de cada uno de los ambientes y se multiplica por la densidad aparente (*bulk density*, definido por USDA) de los distintos tipos de sedimentos, obteniendo la masa del material depositado (Erkens *et al*., 2006), teniendo en cuenta así las características específicas de cada una de las facies.

Como complemento a la información obtenida por medio de la reconstrucción de la arquitectura sedimentaria, se analiza el sondeo profundo con el fin de contraponer los resultados a la variabilidad climática de baja frecuencia en época histórica. Se estudia el contenido en materia orgánica (TOC) a resolución centimétrica hasta los 5,5 m de profundidad, mediante la aplicación del método LOI (*loss on ignition*). Igualmente, se analiza la granulometría por medio de el método de *laser diffraction*, para establecer el porcentaje de cada fracción por muestra (arcillas: 0,02 µm - 2 µm; limos: 2 µm - 63 µm; arenas: 63 µm - 2000 µm).

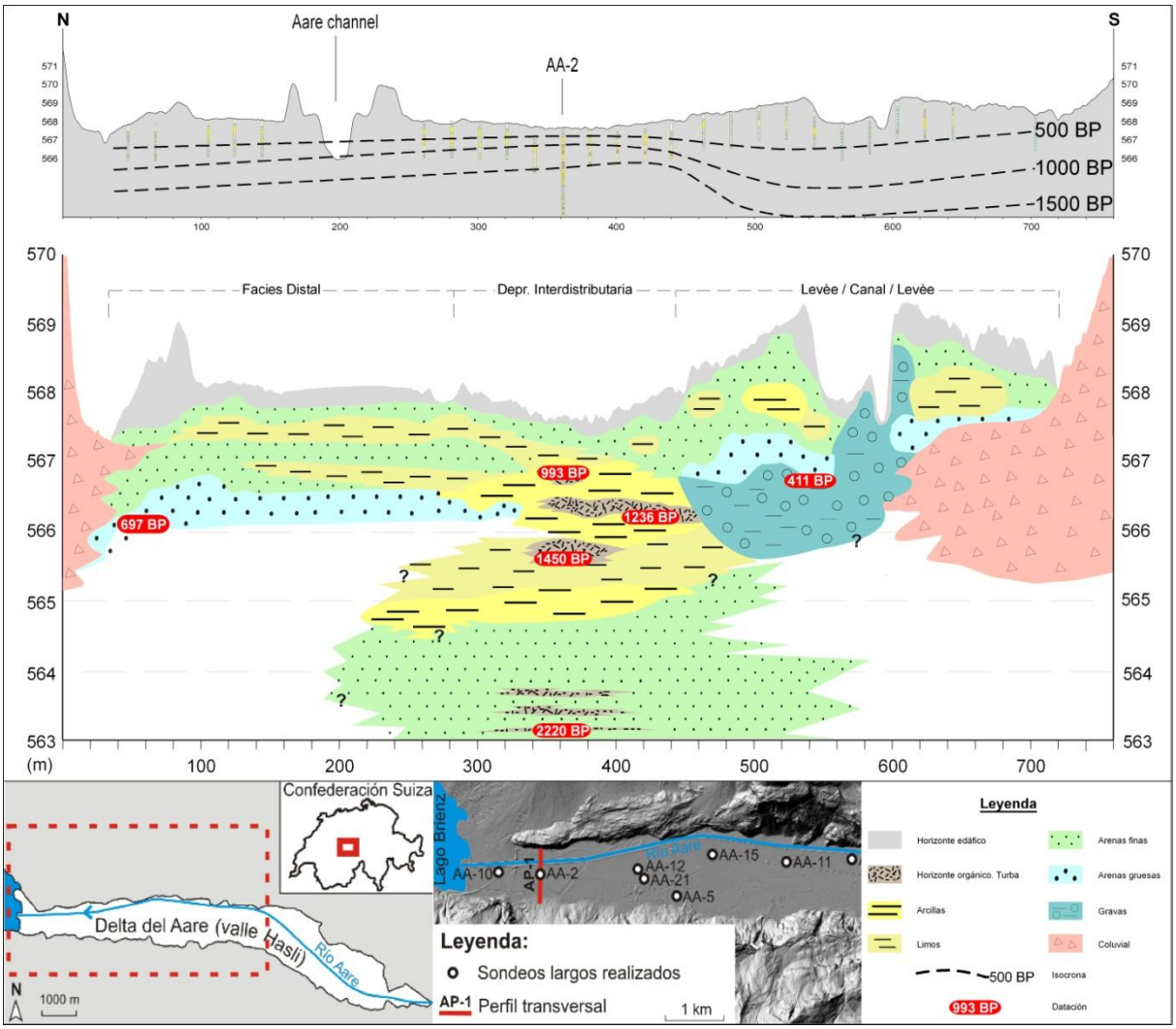


Fig. 1. Transecto AP-1. Localización del área de estudio (abajo, izquierda) y del perfil AP-1 en el valle Hasli (abajo, centro). Perfil topográfico del transecto, incluyendo las perforaciones realizadas (arriba). El gráfico muestra la reconstrucción litoestratigráfica del perfil, así como las isocronas obtenidas mediante la datación de 7 muestras en diferentes sondeos.

Fig. 1. AP-1 transect. Study area location (left below); AP-1 location in Hasli valley (center below). Topographic profile of the transect, including the drillings carried out (above). The chart shows the lithostratigraphic profile reconstruction, as well as the isochrones obtained from the dating of 7 different boreholes.

3. RESULTADOS

La Fig. 1 expone la reconstrucción de la arquitectura sedimentaria del transecto. El perfil topográfico (parte superior) muestra el canal actual del Aare (sector N) y el paleocanal (sector S) correspondiente al trazado del último cauce del río previo a la canalización. La litoestratigrafía reproduce las facies de *levée* y canal en este sector. El sector central, correspondiente a la depresión interdistributaria, muestra los materiales finos propios de dicho ambiente, así como la formación de paquetes turbosos. El sector septentrional acoge hoy la canalización del Aare. No obstante, muestra, en su mayor parte, el material de facies distal respecto al paleocanal. En su base se observa un paquete de arenas gruesas atribuido a un posible canal secundario.

La variación en el proceso de agradación es revelada por el patrón que siguen las isocronas. En los sectores de menor acumulación, éstas se acercan a la superficie actual (escaso volumen depositado), mientras que en los de mayor acumulación, se alejan (mayor volumen). Con el objeto de realizar el cálculo de volúmenes, se asigna al transecto un grosor de un metro. De este modo, se divide el perfil en hexaedros de 1 m^3 de volumen (10 m · 1 m · 0,1 m), que permiten hallar el volumen de cada una de las unidades. La Fig. 2 muestra un descenso desde la fase 1500-1000 BP (1013 m^3) a la fase 1000-500 BP (852 m^3), para después repuntar ligeramente de nuevo en el intervalo final (901 m^3). Cabe tener en cuenta los procesos *cut and fill* que se producen en llanuras aluviales como un factor limitante para realizar este tipo de cálculos.

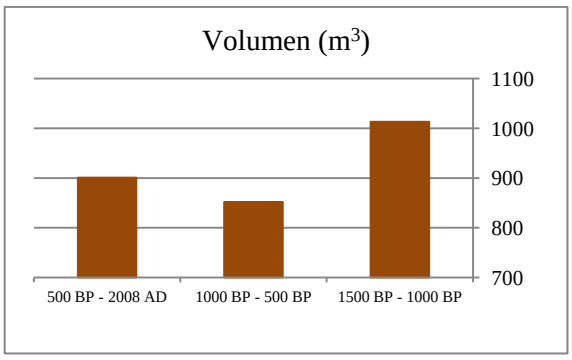


Fig. 2. Evolución de la sedimentación según ventanas temporales de 500 años (m^3) en el transecto AP-1.
Fig. 2. Sedimentation evolution according to 500-years time slices (m^3) in AP-1 transect.

Tabla 1. Material depositado según ambientes sedimentarios (masa en t) en el periodo 500 BP-2008 AD.
Tabla 1. Deposited material according to sedimentary environments (weight in tonnes) from 500 BP to 2008 AD.

	Arcillas	Limos	A. finas	A. gruesas	Gravas	Total	Ton/año
Distal		94,25	350,40			444,65	0,797
Depr. Int.		27,55	127,20			154,75	0,277
Levees	23,80	76,85	347,20			447,85	0,803
Canal				89,93	175,10	265,03	0,475
					TOTAL	1312,28	2,352

El análisis detallado de la fase más reciente, mediante la división del perfil en ambientes sedimentarios, muestra la contribución de cada una de las facies a la masa total depositada (Tabla 1). Así, se constata que las facies distal y de *levée*, compuestas en su mayor parte por arenas finas, suponen el mayor aporte. La depresión interdistributaria registra la tasa menor en la sección (0,26 t/año). La fracción predominante en el perfil es la arena fina, seguida por la fracción limosa y las gravas depositadas en el lecho del paleocanal.

El volumen total de sedimentos fluviales depositado en esta sección del valle, en el periodo 500 BP-2008 AD, arroja una tasa de acumulación de 3312,67 t/año/km^2.

La Fig. 3 expone el análisis a resolución centimétrica realizado sobre las muestras del sondeo AA-2. Se observa una coincidencia de fases estables (alto contenido de TOC) con los periodos cálidos definidos por la reconstrucción de la temperatura en los Alpes (se ha calculado la anomalía de temperatura basada en los datos de Mangini *et al*., 2005). Dichas fases apenas registran niveles arenosos, equiparables a episodios de inundación, que, sin embargo, tienen mayor relevancia en las fases frías.

4. DISCUSIÓN

La evolución del volumen depositado en época histórica (Fig. 2) en la sección AP-1 muestra que la tasa de sedimentación decrece hasta el repunte en el intervalo final (500 BP-2008 AD). Se corrobora así la tendencia mostrada por la agradación, calculada para toda la llanura deltaica del Hasli, expuesta por Carvalho y Schulte (2013). De los resultados de dicho trabajo se obtiene un volumen acumulado en el periodo 500 BP-2008 AD de $1{,}46 \cdot 10^6$ m^3/km^2. Extrapolando para el área total del valle los resultados obtenidos durante el mismo periodo

en el AP-1, se deposita un volumen de $1{,}27 \cdot 10^6$ m^3/km^2. Esta leve diferencia encuentra su explicación en la posición distal que ocupa el AP-1 con respecto al ápice del delta, (mayores tasas de acumulación en sectores apicales).

Anselmetti *et al*. (2007) calculan el material retenido por las presas en la parte alta de la cuenca (periodo 1930-2001), obteniendo un resultado de 2430 t/año/km^2. Se considera una cifra consistente con los resultados previamente expuestos (se trata del material retenido en cabecera, al que habría que añadir lo generado en el resto de la cuenca).

El estudio del sondeo profundo muestra las diferentes fases de agradación/estabilidad de la llanura aluvial en relación a los principales periodos climáticos. Se observa que las fases frías corresponden con etapas de agradación de materiales gruesos, tal y como expresan diferentes autores (Schulte *et al*., 2009; Schmidt *et al*., 2002).

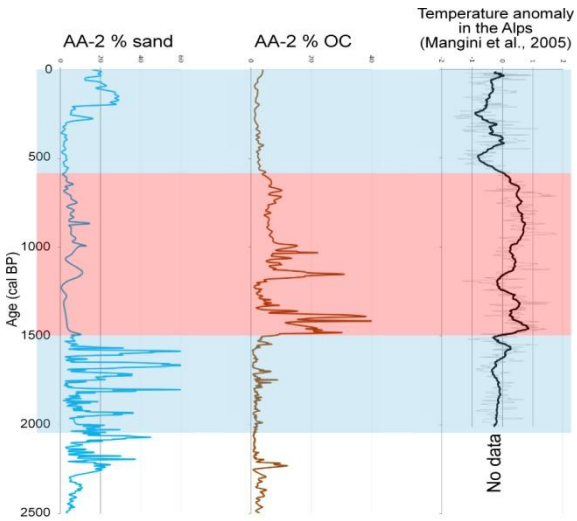


Fig. 3. Sondeo AA-2: arenas (%), materia orgánica (%) y anomalía de temperatura en los Alpes.
En rojo/azul, los periodos cálidos/fríos.
Fig. 3. AA-2 borehole: sand (%), organic matter (%) and temperature anomaly in the Alps.
Warm/cold periods in red/blue

5. CONCLUSIÓN

Al analizar el proceso de sedimentación en el AP-1, se constata que la acumulación está determinada por el tipo de facies en que se toma la datación. Los ritmos de sedimentación dispares encontrados según los ambientes sedimentarios de la llanura deltaica explican las inflexiones de las isocronas (Fig. 1).

La tasa de sedimentación experimenta una caída en época histórica, recuperándose en el periodo más reciente a pesar de las obras de mitigación estructural de inundaciones, hecho que se atribuye a la creciente incidencia de la actividad antrópica (cambios en los usos del suelo, deforestación), así como al efecto de las condiciones climáticas más frías durante la Pequeña Edad del Hielo. En este mayor aporte reciente predomina la fracción de las arenas finas, proveniente, en su mayor parte de las facies de distal y de *levée*, seguidas por los aportes de la facies de canal; las dos últimas de las cuales dejan de tener relevancia a partir de la canalización completa del curso del Aare.

Agradecimientos
El presente trabajo ha sido financiado por el MICINN (CGL2009-06951), el programa FPI (BES-2010-038272), el programa de Estancias Breves de Personal Investigador (EEBB-I-12-05320) y el ICREA Acadèmia. Los autores agradecen a J. Losada y J.C. Peña su ayuda en el trabajo de campo; así como al Dr. Veit y la Dra. Fischer de la Universität Bern, en cuyo laboratorio se realizó el análisis granulométrico.

REFERENCIAS

Anselmetti, F.S. et al. 2007. Effects of Alpine hydropower dams on particle transport and lacustrine sedimentation. Aquatic Sciences 69 (2), 179–198.

Carvalho, F. y Schulte, L. 2013. Morphological control on sedimentation rates and patterns of delta floodplains in the Swiss Alps. Geomorphology, 198, 163-176.

Erkens, G., Cohen, K.M., Gouw, M.J.P., Middelkoop, H., Hoek, W.M. 2006. Holocene sediment budgets of the Rhine Delta (The Netherlands). Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems. IAHS 306.

Mangini, A., Spötl, C., Verdes, P. 2005. Reconstruction of temperature in the Central Alps during the past 2000 yr from a d18O stalagmite record. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 235, 3-4, 741-751.

Schulte, L., Veit, H., Burjachs, F., Julià, R. 2009. Lütschine fan delta response to climate variability and land use in the Bernese Alps during the last 2400 years. Geomorphology, 108, 2009, 107-121.

Schmidt, R. et al. 2002. A multi proxy core study of the last 7000 years of climate and alpine land-use impacts on an Austrian mountain lake. Palaeogeography, Palaeoecology, 187, 101–120.

REACTIVACIÓN DEL CAUCE HISTÓRICO DEL RÍO ÉSERA POR LA AVENIDA DE JUNIO DE 2013 (PIRINEO CENTRAL)

Reactivation of Ésera River historic channel due to the June 2013 flood event (Central Pyrenees)

J. Marquínez [1], E. Fernández Iglesias[1], J.M. Arnal[2] y M.L. Moreno[2]

1 INDUROT, Campus de Mieres, 33600, Universidad de Oviedo, jm@indurot.univi.es
2 Confederación Hidrográfica del Ebro, Paseo de Sagasta, 24-26, 50006, Zaragoza

Abstract:
The 3 km of the Ésera River between Benasque and Eriste shows a simple braided morphology in a semi-natural floodplain. The fluvial system has witnessed substantial changes over the last 60 years. There has been a progressive and significant decrease in the bankfull extension, partially associated to margin defense works and urban developments. After the flood of June 2013, the channel has recovered most of its original surface, showing that fluvial territory is necessary for the natural dynamics and should be taken into account for land management.

Palabras clave: Geomorfología fluvial, Llanura de Inundación, Cambios en el canal, Zona de flujo Preferente

Key words: Fluvial geomorphology, Floodplain, Channel changes, Preferential Flow Zone

1. INTRODUCCIÓN

Las intensas lluvias que tuvieron lugar entre los días 17 y 19 de junio de 2013 en el Pirineo central, unidas al deshielo de gran cantidad de nieve inusualmente acumulada para la época, provocaron desbordamientos especialmente importantes en el río Garona, en Lleida y la zona francesa, así como en el río Ésera en el valle de Benasque (Huesca). Más de 300 vecinos fueron evacuados en los municipios de Vielha, Bossòst, Arties y Benasque y hubo 3 fallecidos en la zona francesa del Garona.

Este evento provocó importantes transformaciones en los cauces afectados, destacando en el tramo ubicado entre Benasque y Eriste, aguas arriba del Embalse de Linsoles.

La actuación de procesos erosivos y sedimentarios en esta zona ha provocado una importante transformación del cauce y sus márgenes. Dichos cambios son analizados en el presente trabajo desde el punto de vista histórico y geomorfológico, al objeto de obtener información de interés sobre las potenciales causas que han provocado estos cambios morfológicos así como para extraer conclusiones que puedan orientar la gestión del espacio fluvial ante futuras avenidas.

2. AREA DE ESTUDIO

El río Ésera, afluente del Cinca, drena una cuenca de montaña de 1.531 km^2, en el Pirineo Central (Figura 1), la cual alberga las mayores alturas de la cordillera al incluir el macizo de Aneto-Maladeta (3.404 m). El cauce principal presenta una longitud entorno a los 100 km, con un perfil longitudinal de una pendiente media algo superior al 2% (CHEbro, 2010).

El tramo objeto de este trabajo, de unos 3 km de longitud, está ubicado entre la localidad de Benasque y el embalse de Linsoles y drena una cuenca de unos 265 km^2, cuyos cauces principales presentan pendientes medias de entre 6.8 y 1.7% (CHEbro, 2010). La pendiente alcanza valores próximos al 20% en el barranco lateral de Remascaró, que desemboca en el tramo de estudio unos metros aguas abajo de Benasque y configura uno de los conos aluviales activos más extensos del Pirineo central (Cadiñanigos *et al.*, 2001). Varias presas de corrección hidroforestal han sido construidas recientemente en este barranco.

El caudal medio en el río Ésera toma un valor de 12,05 m^3s^{-1} en la cercana localidad de Villanova (García Ruiz et al., 1985) y entre 16

y 26 m^3s^{-1} aguas abajo en la estación de Graus, mostrando un marcado régimen nivo-pluvial con máximos primaverales y mínimos en inverno y finales de verano.
El trazado del cauce muestra una morfología anastomosada y se encuentra alterado por defensas de márgenes, dragados, detracciones de agua para abastecimiento urbano y embalses hidroeléctricos (Paso Nuevo, 1969 y Estós, 1970). La llanura aluvial presenta un estado de conservación moderado donde, aparte del desarrollo urbanístico de Benasque y Linsoles, existen ocupaciones del ámbito inundable por instalaciones deportivas y un campo de golf.

3. METODOLOGÍA

Para conocer las tendencias en la dinámica y geomorfología fluvial se suelen abordar estudios evolutivos del trazado y morfología de los cauces (e.g. Simon, 1989). Siguiendo estas premisas, en el presente trabajo se han integrado en un Sistema de Información Geográfica la cartografía del cauce y llanura aluvial correspondiente a 3 fechas: a) cartografía histórica del año 1956 realizada sobre fotogramas del Vuelo Americano, b) cartografía reciente del año 2012 realizada sobre la ortofoto PNOA y c) cartografía del año 2013 posterior al evento de junio, basada en trabajos de campo y fotografías aéreas realizadas por la Confederación Hidrográfica del Ebro (Figura 1).

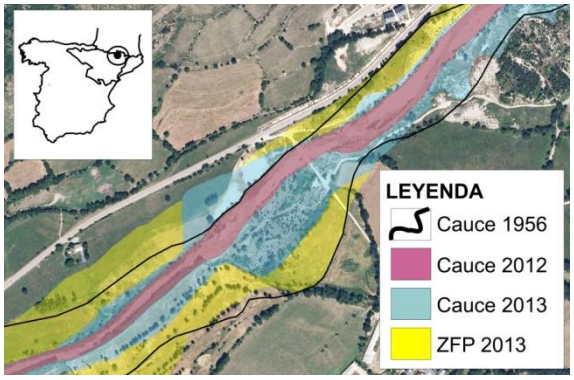


Fig. 1. Superposición de cartografías del cauce ordinario en diferentes fechas para un sector del tramo estudiado.
Fig. 2. Overlap of different year bankfull maps in the study area.

En cada fecha se ha abordado la cartografía de los principales ámbitos de la llanura aluvial, incluyendo el cauce ordinario (bankfull), como las barras vegetadas adyacentes así como la Zona de Flujo Preferente (ZFP) mínima, atendiendo a los criterios históricos y geomorfológicos contemplados en la guía metodológica para el desarrollo del Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables - SNCZI (MARM, 2011).
Adicionalmente, se han recopilado las avenidas históricas que han afectado el tramo así como sus caudales asociados para analizar su periodo de retorno y su posible incidencia en la morfología del cauce en diferentes periodos.

4. RESULTADOS

4.1. Avenidas históricas

Según el Plan de Emergencias por Inundaciones de Aragón (2006) y los datos disponibles en la CHEbro, las mayores crecidas del Ésera en Benasque a lo largo del siglo XX fueron las de los años 1925, 1938, 1963, 1982, 1997 y 2013. Los registros de caudal señalan que el evento de mayor magnitud fue el de 1963, con un periodo de retorno estimado de 50 a 100 años, seguido de los de 1997, 1982 y 2013, con periodos de retorno de 25 a 50 años.

4.2. Cambios en el cauce 1956-2013

Las cartografías realizadas muestran que en el periodo 1956-2012 se produce una simplificación del trazado, reduciéndose la multiplicidad y sinuosidad del cauce y, en general, la zona fluvial más activa.
En concreto, el bankfull se ha reducido en un 70% con respecto a la superficie que presentaba en 1956 aunque, si tenemos en cuenta algunos sectores que han sido estabilizados por vegetación, la reducción sería del 50%. Parte importante de esta reducción también se debe a alteraciones artificiales producidas por rellenos, motas y canalizaciones.
La avenida de junio de 2013 provoca un ensanchamiento del cauce del año 2012, duplicando las dimensiones de la zona más activa. La mayor parte de este ensanchamiento se realiza a favor de terrenos que habían pertenecido al cauce ordinario en 1956, erosionando tanto a las barras que habían sido vegetadas como a terrenos con un grado de antropización menor (rellenos de poco espesor y motas bajas). Sin embargo, el 25% de este nuevo cauce engloba terrenos que no habían formado parte del mismo en las últimas 6 décadas (Figura 2).

Además de las transformaciones en el cauce del 2012 también se han introducido importantes cambios en las márgenes ligados a la ZFP, desarrollando morfologías más propias del cauce ordinario que de la llanura de inundación, con marcadas erosiones e importantes depósitos de desbordamiento en terrenos tanto que pertenecieron al cauce histórico como en otros sectores de llanura.



Fig. 2. Imágenes de los años 2012 (arriba) y 2013 (abajo), esta última posterior a la avenida de junio.
Fig. 2. Images from the years 2012 (above) and 2013 (below). The last one after the food occurred in June.

En concreto, del total de superficie que ha pertenecido al cauce en 1956, la avenida ha recuperado un 30% de estos terrenos y un 20% se ha visto afectado por una importante dinámica geomorfológica. El 50% restante del cauce histórico no ha sido afectado debido a barreras artificiales. Sin embargo, cabe destacar que la avenida ha incorporado en el nuevo cauce ordinario y en la ZFP terrenos que no habían pertenecido al cauce histórico, abarcando una superficie que precisamente coincide con la que ha sido eliminada del cauce por causas artificiales (Tabla 1).

Tabla 1. Superficie (hectáreas) del: 1.- a) canal de estiaje y barras sin vegetación y b) incluye la superficie vegetada. 2.- Terrenos del cauce ordinario antropizados. 3.- Zona de Flujo Preferente mínima.
Table 1. Area (hectares) of:1.- a) low water channel and bars without vegetation and b)bars with vegetation included. 2.-Bankfull covered by artificial uses. 3.- Minimum Preferential Flow Zone .

	Superficie (ha)	1956	2012	2013
1	Cauce ordinario (a-b)	37	10-18	20-22
2	Cauce antropizado	0	21	9
3	ZFP mínima	37	18	37

5. DISCUSIÓN

Los resultados muestran como en las últimas décadas las barras fluviales móviles y carentes de vegetación del río Ésera, aguas abajo de Benasque, han ido estabilizándose, desarrollando una cubierta vegetal espontánea o resembrándose como praderías. Estos procesos evidencian una importante incisión y reducción de la zona activa del cauce, tendencia observada en la mayor parte de los ríos españoles y europeos (e.g. Starkel, 1987, Vázquez-Tarrio et al., 2011; Kiss and Blanka, 2012).

Entre las causas de estos cambios se alude habitualmente al abandono de terrenos agrícolas, a la reforestación de áreas de cabecera y a la construcción de embalses, fenómenos que disminuyen la entrada de sedimento al sistema y, en su caso, laminan las crecidas fluviales. Estos cambios han contribuido junto a las defensas de márgenes y la urbanización de zonas inundables a una aparente estabilización de terrenos que pertenecieron al cauce activo en los años 50.

Estas causas se encuentran entre las responsables de que, entre los años 1956 y 2012, el bankfull en el tramo fluvial de Benasque haya reducido su extensión hasta en un 70%. Sin embargo, son numerosos los trabajos que alertan sobre la falsa sensación de seguridad que generan estas transformaciones, que propician una ocupación de las llanuras inundables y que, junto al posible efecto del

Cambio Climático, están incrementando el riesgo de inundación (Jha *et al.*, 2012).

Así se ha puesto de relieve en el presente trabajo, donde terrenos que han mostrado una aparente estabilidad durante más de 5 décadas se han reactivado por una avenida en el río Ésera que, a priori, ha presentado una magnitud comparable e incluso inferior a otras acontecidas en las últimas décadas. La llegada al cauce de importantes acarreos procedentes del barranco de Remascaró, junto al confinamiento progresivo del cauce por rellenos y canalizaciones en las últimas décadas, son factores a tener en cuenta a la hora de valorar la reacción del cauce provocada por este evento.

6. CONCLUSIONES

El presente trabajo muestra como la aparente estabilización de zonas del ámbito fluvial con una dinámica geomorfológica intensa, que puede ser efectiva durante los largos periodos de calma entre grandes avenidas, no debe enmascarar la capacidad del río de recuperar terrenos que, tiempo atrás, habían formado parte de su zona activa.

Adicionalmente y aunque la ocupación artificial y la defensa de algunos terrenos ha limitado su reactivación, para amortiguar su carga y energía la avenida ha recurrido a terrenos adyacentes menos alterados que no habían pertenecido a la zona fluvial más activa en las últimas décadas, hasta abarcar una superficie igual a la que había sido eliminada artificialmente del cauce.

Esta consideración está en línea con el denominado espacio de movilidad fluvial, defendido por la Estrategia Nacional de Restauración de ríos (ENRR), así como en la incorporación de la categoría B en el Dominio Público Hidráulico Probable, planteada en los criterios geomorfológicos e históricos de la guía metodológica del SNCZI.

El estudio de los efectos de la crecida del Ésera en junio de 2013 ha permitido constatar que la alteración de la zona inundable no sólo afectó al área en la que se introdujeron los cambios sino también indujo importantes modificaciones en la dinámica geomorfológica de los tramos inmediatos. Estos hechos resultan predecibles en el contexto del conocimiento de la dinámica geomorfológica de los cauces, confirmando la sensibilidad y dependencia longitudinal de las actuaciones que puedan alterar las condiciones morfológicas o la carga transportada, lo que aconseja su consideración en la planificación y gestión del territorio fluvial.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del Asesoramiento científico-Técnico realizado por el INDUROT (Universidad de Oviedo) a la Confederación Hidrográfica del Ebro en relación con la aplicación de criterios geomorfológicos e históricos en la delimitación del DPHP en la cuenca del río Ebro.

REFERENCIAS

Cadiñanigos J.A., González, M.J., Meaza G., Ollero, A., Ormaetxea, O. 2001. Medios dinámicos en la cabecera del río Ésera. Treballs de la Societat Catalana de Geografía, 52, 137-163.

Confederación Hidrográfica del Ebro 2001. Estudio de la calidad ecológica integral de los tramos fluviales más importantes del Río Cinca. Volumen VI. URS. Informe inédito. 56 pp.

CHEbro 2010. Índice Hidrogeomorfológico, Subcuenca del río Ésera. Mastergeo. Informe inédito, 36 pp.

García-Ruiz, J.M, Puigdefábregas, J., Creus, J. 1985. Los recursos hídricos superficiales del Alto Aragón. Instituto de Estudios Altoaragoneses, 224 p. Huesca.

Jha A.K., Bloch, R. Lamond, J. 2012. Cities and flooding. A guide to integrated Urban Flood Risk Management for the 21st Century. The World Bank. 635 pp.

Kiss, T., Blanka, V., 2012. River channel response to climate- and human-induced hydrological changes: Case study on the meandering Hernád River, Hungary. Geomorphology, 175–176, 115–125, Madrid.

MARM, 2011. Guía metodológica para el desarrollo del Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino. 349 pp.

Simon, A. 1989. A model of channels response in diturbes alluvial channels. Earth Surface Processes and Landforms, 14, 11-26.

Starkel L. 1987. The evolution of European rivers – a complex response. In Palaeohydrology in Practice, GregoryKJ, LewinJ, ThornesJB (eds). Wiley: Chichester; 333–340.

Vázquez-Tarrio, D.; Menéndez-Duarte, R. Fernández, E. 2011. Changes in fluvial sediment storage from aerial photograph analysis (river Narcea, Northern Cantabrian Range). Cuaternario y geomorfología, 25 (3-4): 71-85.

COMPARACIÓN ENTRE LAS TASAS DE TRANSPORTE ESTIMADAS CON CLASTOS TRAZADORES Y LAS OBTENIDAS CON ECUACIONES TEÓRICAS (RÍO PIGÜEÑA, VERTIENTE NORTE DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA)

Sediment transport rates estimations derived from the use of tagged clasts compared with calculations done using theoretical equations (River Pigüeña, Northern Cantabrian Mountain Range).

D. Vázquez-Tarrío[1] y R. Menéndez-Duarte[1]

1 INDUROT (Universidad de Oviedo), Campus de Mieres, 33600 Mieres. danielvazqueztarrio@gmail.com.

Abstract: Bedload transport rates for Pigüeña river were estimated following two methods. Firstly, several clasts were tagged (painted and with inserted magnets) in order to trace bed sediment movement during flood events. Bedload rates between 1.1 to 4.0 kg/s were estimated for three flood episodes. Then, nine different transport equations were applied in order to compare the output values given by these formulas with the bedload rates estimated based in the tracer data.
All the equations tend to overestimate when compared with the tracer results, being Wilcock-Crowe the only exception. In our opinion, the equations assume that the channel will carry the entire load which is able to transport, without taking into account potential limitations in the supply of sediment related to the scarce sediment supply from headwater areas and the formation of structural arrangements and armoring effects.

Palabras clave: Transporte de sedimento, Carga de fondo, Trazadores, Geomorfología fluvial
Key words: Sediment transport, Bedload, Tracers, Fluvial geomorphology

1. INTRODUCCIÓN

Diferentes técnicas de medida han sido desarrolladas para estudiar el transporte de sedimento fluvial como carga de fondo: 1) medidas directas con trampas de sedimento o utilizando clastos trazadores, 2) aplicación de ecuaciones empíricas y teóricas y 3) estimación de tasas de transporte a partir de cambios morfológicos en los cauces combinados con balances de sedimentos.
En el presente trabajo se comparan valores de tasas de transporte como carga de fondo obtenidas por dos de los métodos anteriores: clastos trazadores y ecuaciones teóricas. Esta investigación ha sido llevada a cabo en el cauce del río Pigüeña, emplazado en la vertiente Norte de la Cordillera Cantábrica.
Los ríos de esta zona se caracterizan por un corto recorrido desde las áreas de cabecera hasta las áreas de desembocadura, lo que determina que el transporte como carga de fondo tenga una gran relevancia en el total del sedimento desplazado. A pesar de ello, existe una carencia de información cuantitativa sobre estos procesos de transporte (Vázquez, 2013), lo que contrasta con los datos existentes para otros ríos peninsulares, tales como los ríos de la vertiente Mediterránea (v.gr. García et al., 2000; Vericat et al., 2006).

2. ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca de drenaje del río Pigüeña se sitúa en el sector centro-occidental del Principado de Asturias, ocupando una extensión de aproximadamente 405 km^2. Las altitudes cubren un rango que abarca desde los 2000 m hasta los 300 m s.n.m. El clima de la región es Atlántico y el régimen hidrológico es dominantemente pluvial, con los mayores caudales promedio en diciembre.
El tramo de estudio seleccionado está formado por una barra lateral de gravas y cantos ubicada en las proximidades de la confluencia Pigüeña-Narcea (Figura 1).
Aproximadamente 1 km aguas abajo del punto de estudio se encuentra la estación de aforo de Puente de San Martín, de cuyos registros foronómicos se extrajo la información hidrológica necesaria para el presente trabajo.



Fig. 1. Ubicación del área de estudio en el tramo inferior del río Pigüeña (cuenca del río Narcea, Asturias).
Fig. 1. Location of the studied site in the lower Narcea river (Narcea river basin, Asturias)

3. METODOLOGÍA

El trabajo constó de tres fases metodológicas: 1) la experiencia de campo con trazadores, 2) cálculos con ecuaciones teóricas y 3) comparación de los resultados obtenidos con ambos métodos.

3.1. Clastos trazadores

Una descripción pormenorizada de la aplicación de esta técnica en el río Pigüeña ha sido presentada en anteriores trabajos (Vázquez, 2013); aquí solamente se hará una descripción sucinta de este trabajo.

La experiencia con trazadores ha consistido en marcar clastos fluviales tomados del lecho del río Pigüeña (pintándolos y/o insertando imanes en su interior), sembrándolos posteriormente en una barra lateral del cauce del Pigüeña.

Se utilizó una población de clastos trazadores que representaba el rango de tamaños abarcado por los percentiles D_{16}-D_{84} de la distribución granulométrica superficial.

En conjunto, se realizaron tres campañas de muestreo y marcaje de sedimento (junio 2009, febrero de 2010 y septiembre de 2010), utilizándose un total de unos 550 clastos.

Tras cada evento de crecida se acudió al campo, y mediante una combinación de inspección visual y uso de un detector de metales, se trató de localizar el mayor número posible de clastos desplazados, realizándose una medida del desplazamiento experimentado por los mismos.

Posteriormente en gabinete y basándose en Church y Hassan (1992), se tradujeron estos desplazamientos en valores de las tasas de transporte (ver Vázquez (2013) para más detalle).

3.2. Ecuaciones teóricas

En este trabajo se decidió aplicar 9 ecuaciones teóricas desarrolladas para la estimación del transporte de sedimento como carga de fondo, que han sido las siguientes: Du Boys-Straub (Straub, 1935), Schoklitsch (1950), Meyer Peter-Muller (en la versión de Wong y Parker, 2006), Einsten (en la versión de Parker, 1979), Bagnold (1980), Parker, Klingeman y MacLean (1982), Parker y Klingeman (1982), Parker (1990) y Wilcock y Crowe (2003).

Estas ecuaciones responden a planteamientos teóricos distintos y muestran diversos grados de complejidad.

Así, las ecuaciones de Du Boys-Straub, Schoklitsch y Bagnold representan ecuaciones relativamente sencillas, que se basan en calcular las tasas de transporte como una función potencial del exceso del flujo (cuantificado como esfuerzo de cizalla, caudal o potencia hidráulica, respectivamente) respecto a un valor considerado como crítico.

La ecuación de Meyer Peter-Muller sigue esencialmente la misma idea que las anteriores, pero introduce ciertas correcciones para la rugosidad hidráulica.

Einstein representa un "salto adelante", al introducir por primera vez el papel de los efectos relativos del tamaño de sedimento en las consideraciones sobre el transporte. Esta idea es recogida y desarrollada con más detalle por el grupo de ecuaciones restantes, fundamentadas en la llamada hipótesis del colapso de similaridad (Parker y Klingeman, 1982): Parker-Klingeman-MacLean, Parker y Wilcock -Crowe, Parker- Klingeman,.

Para poder aplicar todas estas ecuaciones se hizo necesario disponer de cierta información sobre varios parámetros hidrológicos y sedimentológicos:

- geometría transversal del canal y pendiente del mismo, medidas con una estación total Leica TCR
- altura de la lámina de agua y caudal de los eventos estudiados, calculados a partir de los registros foronómicos de la estación de Puente San Martín
- distribución granulométrica del sedimento del lecho, para lo que se realizó una granulometría superficial usando el método del contaje de

Wolman (1954) y una granulometría en masa del sedimento del lecho.

3.3. Comparación de resultados

La comparación entre los resultados obtenidos con las ecuaciones y los obtenidos con trazadores se llevó a cabo mediante un índice de discrepancia, definido como el cociente entre los valores calculados mediante cada ecuación y los derivados de la experiencia con trazadores.

4. RESULTADOS

4.1. Clastos trazadores

En total se pudieron estudiar 3 eventos de crecida con capacidad de producir desplazamiento apreciable en el sedimento del lecho. En la tabla 1 se resumen las características de duración y magnitud de estos eventos, así como los desplazamientos medios y máximos medidos.

Tabla 1. Características de los eventos estudiados.
Table 1.Main features of the studied events.

Evento	Duración (h)	Q med (m^3/s)	L med (m)	L max (m)
15-18 enero 2010	72,00	32,04	50	208
10-14 Junio 2010	102,25	80,35	66	243
31 Octubre-2 Noviembre 2010	43,00	78,71	6	27

Con estos resultados se han podido estimar unas tasas de transporte para cada uno de los eventos de: 4,1 kg/s para el evento de enero de 2010, 2,54 kg/s para el evento de junio de 2010 y 1,1 kg/s para el evento de noviembre de 2010.

4.2. Ecuaciones teóricas

Los valores más elevados se obtienen con las ecuaciones de Du Boys, Schoklitsch, Meyer Peter-Müller y Einstein (valores de tasas de transporte entre 300 y 4500 kg/s). Valores moderados los arrojan las ecuaciones de Bagnold y Parker-Klingeman-MacLean (entre 80 y 110 kg/s). Los valores más bajos los arrojan las ecuaciones de 'confección moderna' (Parker, Parker-Klingeman y Wilcock-Crowe), siendo la ecuación de Wilcock-Crowe la que arroja los valores más bajos (valores de entre 3,0 y 4,3 kg/s).

Se obtienen resultados muy dispares, existiendo una diferencia de hasta 3 órdenes de magnitud entre la ecuación de Wilcock y Crowe y la ecuación de Du Boys-Straub.

4.3. Comparación de los resultados

En la tabla 2 figuran los resultados de la comparación realizada entre los resultados de las ecuaciones y los resultados de trazadores.

Tabla 2. Relación entre el valor calculado con ecuaciones y el estimado a partir de trazadores
Table 2. Ratio between calculated bedload rates and those estimated through the use of tracer clasts.

	Enero 2010	Junio 2010	Noviembre 2010
Du Boys-Straub	1100	1700	4300
Schoklitsch	80	100	300
Meyer Peter-Müller	100	200	400
Einstein	200	300	800
Bagnold	20	30	80
Parker-Klingeman-MacLean	30	40	100
Parker-Klingeman	8	10	40
Parker	5	6	20
Wilcock-Crowe	1	1	4

En general, todas las ecuaciones sobrestiman enormemente las tasas de transporte cuando se comparan con los resultados derivados de trazadores.

Únicamente las ecuaciones de enfoque moderno se acercan a los resultados derivados de los trazadores, pero aún así siguen dando valores 1 orden de magnitud superiores. Solamente la ecuación de Wilcock-Crowe arroja resultados similares a los obtenidos con trazadores.

5. DISCUSIÓN

Existen fuertes discrepancias entre los valores estimados con clastos trazadores y los calculados mediante el uso de ecuaciones teóricas.

Por un lado, se podría pensar en limitaciones vinculadas al modo en que se aplicaron estas ecuaciones y por otro, en limitaciones relativas a las propias ecuaciones.

En efecto, para aplicar estas ecuaciones se promediaron las condiciones de flujo para todo el evento y toda la sección de canal, cuando lo

cierto es que a lo largo de un evento de transporte las condiciones de flujo varían enormemente (espacial y temporalmente).

Ahora bien, los trazadores no recogen una medida instantánea de las tasas de transporte, sino más bien una condición promedio de cada uno de los eventos estudiados; las estimaciones con trazadores son comparables en este sentido al modo en que fueron aplicadas las ecuaciones.

Por tanto, aún cuando es innegable que existen imprecisiones en la determinación de los parámetros hidráulicos y sedimentológicos que limitan la aplicabilidad de las ecuaciones, aquí creemos que el mayor peso de la discrepancia debe recaer en limitaciones intrínsecas a las propias ecuaciones.

Así, las distintas ecuaciones no consideran los posibles déficits en el sedimento disponible, calculando la carga máxima que el cauce puede transportar.

En este sentido, por un lado las ecuaciones aplicadas no permiten tener en cuenta la posible escasez de aporte de sedimento desde las áreas de cabecera de la cuenca de drenaje; sin embargo, en una cuenca fuertemente forestada como la aquí estudiada y de acuerdo con otras observaciones geomorfológicas, si debe de existir un déficit de aporte de sedimento.

Y por otro lado, y de acuerdo con otros autores (v. gr. Recking, 2012), creemos que estas ecuaciones no consideran adecuadamente los efectos relativos de tamaño y los vinculados a la rugosidad hidráulica asociada al acorazamiento y a la formación de estructuras sedimentarias y agregados estructurales durante el transcurso del propio evento de transporte. Estos factores incrementan la resistencia al inicio de transporte y limitan la disponibilidad local de sedimento, dando lugar a que las tasas de transporte reales sean bastante inferiores a la capacidad potencial de transporte del canal para unas condiciones hidráulicas determinadas.

Las ecuaciones de enfoque moderno son las que mejores resultados aportan al incluir estos factores en su formulación) y, en concreto, la ecuación de Wilcock-Crowe, que es la única que introduce explícitamente el papel del sedimento de tamaño arena y los fenómenos de bimodalidad y segregación en sus consideraciones sobre los procesos de transporte.

REFERENCIAS

Bagnold, R. A. 1980. An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers. Proceedings of the Royal Society, London, Serie A, 372, 453-473.

Church, M. y Hassan, M. 1992. Size and distance of travel of unconstrained clasts on a streambed. Waters Resources Research, 28 (1), 299-303.

García, C., Laronne, J.B., Sala, M. 2000. Continuous monitoring of bedload flux in a mountain gravel-bed river. Geomorphology, 34, 23-31.

Parker, G. 1979. Hydraulic geometry of active gravel rivers. Journal of Hydraulic Engineering, 105, 1185-1201.

Parker, G. 1990. Surface-based bedload transport relation for gravel rivers. Journal of Hydraulic Research, 28 (4), 417-436.

Parker, G. y Klingeman, P.C. 1982. On why gravel bed streams are paved. Water Resources research, 18 (5), 1409-1423.

Parker, G.; Klingeman, P.C. y McLean, D. G. 1982. Bedload and size distribution in paved gravel-bed stream. Journal of the Hydraulics Division of the American Society of Civil Engineers, 108 (4), 544-571.

Recking, A. 2012. Influence of sediment supply on mountain streams bedload transport. Geomorphology, 175-176, 139-150.

Schoklitsch, A. 1950. Handbuch des Wasserbaues. New York.

Straub, L. G. 1935. Missouri River report, Appendix 15, House Dec. 238, 73 Congress, 2nd Session.

Vázquez, D. 2013. Transporte de sedimento como carga de fondo en la cuenca del río Narcea. Tesis doctoral. Universidad de Oviedo. 424 pp.

Vericat, D., Batalla, R.J. y García, C. 2006. Breakup and reestablishment of the armour layer in a highly regulated river: the lower Ebro. Geomorphology, 76, 122-136.

Wilcock, P. R. y Crowe, J. C. 2003. Surface-based transport model for mixed-size sediment. Journal of Hydraulic Engineering, 129 (2), 120-128.

Wolman, M. G. (1954). A method of sampling coarse river-bed material. *Transactions of the American Geophysical Union*, 35 (6), 951-956.

Wong, M. Y Parker, G. (2006). Re-analysis and corrections of bedload relation of Meyer-Peter and Müller using their own database. *Journal of Hydraulic Engineering*, 132 (11), 1159-1168.

CATÁLOGO DE MARMITAS DE GIGANTE EN EXTREMADURA

Catalogue of potholes in Extremadura

P. Muñoz Barco[1], E. Rebollada Casado[2], Mª. Teresa de Tena Rey[3] y J. J. Cubero San Miguel[1]

[1]DGMA. Junta de Extremadura. Avda. Luis Ramallo, s/n, 06800 Mérida pedro.munoz@gobex.es
[2] D.G.I.E. Junta de Extremadura.
[3] Centro Universitario de Mérida. UEX.

Abstract: Potholes are the most recognizable fluvial forms in rocky channels. In Extremadura, potholes of great size are not very usual, in spite of that there are some works that deal with their distribution. These references contain comparative descriptions in relation to potholes placed in other regions. As we obtain more knowledge of the Hesperic craton geomorphology, studies refered to this kind of geological and fluvial forms will be more frequent. In the present work a summary of the knowledge of the potholes in Extremadura is carried out, completing an inventory of Extremadura with information published in previous works but also unpublished information.

Palabras clave: marmitas de gigante, catálogo, Extremadura.
Keywords: potholes, catalogue, Extremadura.

1. INTRODUCCIÓN

La región extremeña se asienta sobre las rocas más antiguas de la Península Ibérica principalmente sobre un substrato de rocas ígneas y metamórficas.

Sobre las rocas ígneas se han desarrollado berrocales, algunos de gran rareza por sus dimensiones y espectacularidad, que han sido incluidos por ello en la red de espacios naturales protegidos de Extremadura en la categoría de Monumentos Naturales.

Dentro de la morfología propia del berrocal se desarrollan cierto tipo de formas menores asociadas a cursos fluviales, con la denominación de marmitas de gigante, hoyas, pilones o pilancones.

Las marmitas de gigante se forman por la erosión resultante de remolinos del agua acompañados de guijarros y cantos sueltos que actúan sobre la roca del lecho o sobre bloques sueltos como molinos de abrasión.

Pese a que las marmitas en granito son las más conocidas en Extremadura, se encuentran otros ejemplos desarrollados sobre lechos rocosos de otra naturaleza, como rocas metamórficas, principalmente pizarras y grauvacas.

2. CATÁLOGO. INVENTARIO

Se ha elaborado un catálogo en el que se incluyen los puntos donde se encuentran grupos representativos de marmitas en Extremadura, diferenciándose las siguientes áreas:

1. Los Pilones de la Garganta de los Infiernos. Jerte.
2. Río Salor, carretera EX100. Cáceres.
3. El Rugidero del Parque Natural de Cornalvo, en el Arroyo de las Muelas. Trujillanos.
4. Cascada del Diablo, en la Garganta de Gualtaminos. Villanueva de la Vera.
5. Garganta Mayor. Garganta la Olla.
6. Río Erjas a la altura del castillo de Peñafiel. Zarza la Mayor.
7. Arroyo de la Miacera. El Gasco, Nuñomoral.
8. Río Hurdano. Casares de Hurdes.
9. Río Ibor. Mesas de Ibor.
10. Río Gualija. San Román-Mina Marialina. Peraleda de San Román
11. Molino del Capellán en el río Zújar. Campanario

12. Charca de los Bueyes en el río Guadiana. Olivenza
13. El Rugidero de la Rivera de Olivenza. Barcarrota.
14. Arroyo de los Sestiles. Torrejón El Rubio.

En la figura 1 se sitúan las áreas inventariadas sobre los dominios litológico de Extremadura.

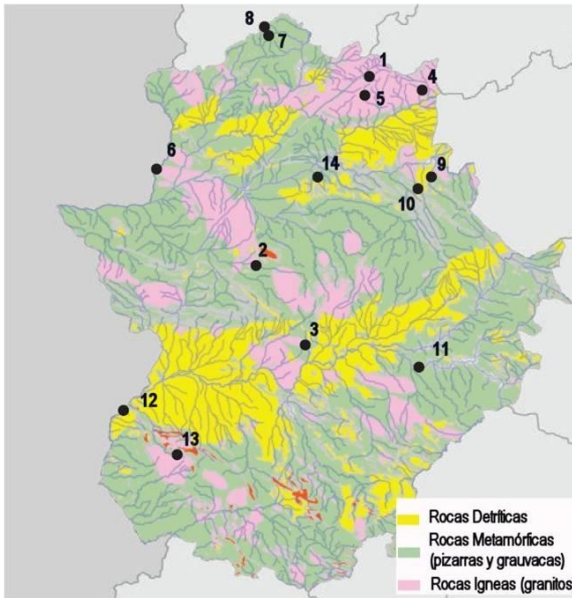


Fig.1. Mapa de situación de las marmitas catalogadas en Extremadura.
Map with location of potholes in Extremadura

3. CONDICIONANTES LITOLÓGICOS Y ESTRUCTURALES.

La formación de las marmitas de gigante está condicionada principalmente por el factor litológico siendo en substratos graníticos donde aparecen los mejores ejemplos y donde se aprecian todos los estados evolutivos de su formación.(Fig 2)



Fig. 2 Marmitas sobre granitos en Los Pilones.
Potholes in granite substrate. Los Pilones.

Por otra parte, el tamaño en estos materiales va desde escala centimétrica a formas de varios metros de diámetro.
Se han localizado ejemplos de marmitas sobre pizarras y grauvacas pero se trata de formas de menor tamaño, menos evolucionadas y con un máximo de un metro de diámetro.(Fig.3)



Fig. 3 Marmitas sobre grauvacas en el río Hurdano.
Potholes in greywackes substrat in the.Hurdano river

De acuerdo con Allen (1971) el principal proceso formativo de las marmitas de gigante es inducido por defectos en el lecho que dan lugar a alteraciones del flujo. Este mecanismo es causado por los cambios en el carácter hidráulico del flujo y por irregularidades del lecho que generan turbulencias o remolinos.
No obstante, en el proceso evolutivo de las marmitas catalogadas en Extremadura han influido otros condicionantes, en algunos casos tectónicos, al existir fracturas que provocan saltos y cascadas que favorecen la producción de remolinos y en otros la morfología del cauce que al tratarse de cañones donde el río va muy encajado producen modificaciones del flujo, de gran turbulencia durante las crecidas, generándose rápidos y cascadas.(Fig.4)



Fig. 4 Fracturas transversales al cauce en Los Pilones.

Transversal fracture in Los Pilones channel.

4. DINAMICA Y EVOLUCIÓN

El primer estadio de erosión del substrato es el resultado de un incipiente pulido que puede deberse a remolinos y da lugar a formas superficiales y simétricas (menos de 50 cm. de profundidad y alrededor de 50 cm. de diámetro), denominadas formas o marmitas de tipo A (clasificación de Nemec et al., 1982).
Una vez formadas las marmitas continuarán agrandándose por acción rotativa del agua y pequeños guijarros actuando como "molinos de abrasión naturales" (Lorenc y Saavedra, 1980).
En el momento en que las partículas abrasivas no pueden ser levantadas por la energía vertical, hasta salir del hueco creado, se produce el crecimiento de estas marmitas en profundidad, dando origen a formas de tipo B, C y D.
Una vez alcanzada la profundidad crítica de las marmitas, predomina la erosión lateral, desarrollándose bordes angulosos en las partes altas de los hoyos o huecos, dando origen a un nuevo tipo de marmitas (tipo E).
Estas marmitas pueden llegar a ser asimétricas y las irregularidades de sus paredes favorecer el flujo tangencial, pudiendo desarrollarse en el interior de estas formas otras marmitas menores y túneles que combinados originan formaciones de grandes dimensiones y muy complicada geometría.(Fig. 5)

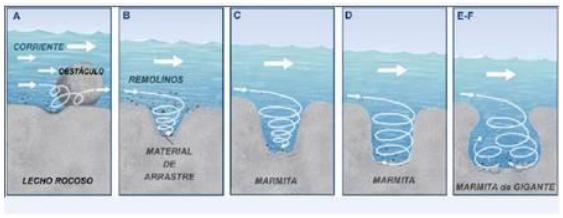


Fig. 5 Evolución morfológica de las marmitas en el tiempo.
Morphological evolution of potholes with time.

Del estudio morfológico de las marmitas es posible deducir la evolución del tramo de río estudiado.
La secuencia de los distintos tipos de marmitas, que reflejan la maduración en la morfología de las formas erosivas, está relacionada con el tiempo de duración de la actividad vertical y con la velocidad de los remolinos.
Los estadios finales de las marmitas pueden reiniciarse, es decir, que después de la última etapa, pueden desarrollarse nuevas etapas erosivas, y formarse nuevas marmitas dentro de las marmitas más evolucionadas (como se puede apreciar en Los Pilones) o en niveles más altos del río (como en el río Erjas, El Rugidero de Cornalvo y Los Pilones, donde existen marmitas a varias alturas).
La madurez y frecuencia de las "marmitas" es diferente en cada valle fluvial y depende de la morfología, geología y tectónica regional.
Teniendo en cuenta las relaciones entre los distintos tipos de "marmitas" se pueden establecer dos distribuciones de frecuencia diferentes, una para estadios erosivos poco maduros y otra para estadios muy evolucionados, y usarse como medida de la "madurez erosiva" de cada área estudiada, tal y como se refleja en la figura 6.

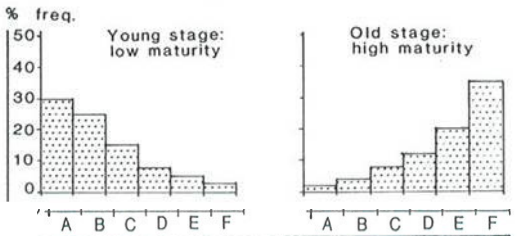


Fig. 6 Estadios de madurez erosiva según distribución de frecuencias.
Stages of erosive maturity versus frequency distribution.

Asimismo, es posible relacionar la actividad erosiva actual con la pasada y predecir el futuro desarrollo del valle fluvial (Muñoz et al., 1992).

5. CONCLUSIONES

El inventario de marmitas de gigante en Extremadura proporciona una base para llevar a cabo estudios de mayor detalle de estas morfologías erosivas aportando, asimismo, información acerca de su distribución espacial en la región. El análisis detallado del entorno en el que desarrollan estas formas, su petrología y morfometría, posibilitan el estudio comparativo, tanto dentro de la región como fuera de ella, así como una aproximación al entendimiento de los mecanismos y procesos desencadenantes de estas formas erosivas.Las

dimensiones de las marmitas son mayores cuando se trata de estadios erosivos muy evolucionados. Esto es fácil de observar en el río Erjas (Rebollada et al., 2011) y en Los Pilones (Lorenc et al., 1995), donde algunas marmitas tienen más de cinco metros de diámetro y en algunos casos ya están muy erosionadas y casi desaparecidas.(Fig.7)



Fig.7 Marmita de grandes dimensiones en el río Erjas.
Large pothole in the Erjas river.

Los cauces con mayoría de formas poco maduras, tipo A, B o C indican estadios de erosión poco evolucionados, es el caso del río Salor, el río Hurdano, el río Gualija o el Arroyo de los Sestiles.(Fig.8)



Fig.8 Marmitas en el .arroyo de los Sestiles
Potholes in the Sestiles stream.

REFERENCIAS.

Allen, J.R.L. 1971. Transverse erosional marks of mud and rock their physical basis and geological significance. Sedim, Geol., 5,167-385.

Lorenc, M.W. y Saavedra, J. 1980: Remarks on the pothole erosion at the Tormes River (Salamanca Province, Spain). Acta Geol. Hisp., 15, 91-93

Lorenc, M.W., Muñoz Barco, P.y Saavedra, J. 1995. Marmitas de gigante en el valle del río Jerte como ejemplo de erosión intensiva por remolinos e influencia tectónica en su distribución y morfología. Cuaternario y Geomorfología, 9(1-2).

Muñoz Barco, P.; Lorenc, M.; Saavedra Alonso, J.; Miranzo Torres, J.C. 1992. Marmitas de gigante como resultado de la erosión fluvial del lecho rocoso. Estudio comparativo en la Zona Centro-Ibérica. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca. Actas, tomo 2: 77-81.

Nemec, W., Lorenc, M.W. y Saavedra, J. 1982. Potholed granite terrace in the Río Salor valley, western Spain: a study of bedrock erosion by floods. Tecniterrae, 50, 6-21

Rebollada, E.; Mendiola, F.J. y López Fernández, L.R. 2011. Marmitas de gigante en el Parque Natural Tajo Internacional. Póster presentado en el I Congreso Ibérico de Geología, Patrimonio y Minería Sostnible. Santa Marta de los Barros.

CAMBIOS EN LA HIDROLOGÍA DEBIDO A LOS EFECTOS DE LA GESTIÓN FORESTAL EN UNA PEQUEÑA CUENCA MEDITERRÁNEA

Changes in hydrology and sediment transport due to forest management in a small Mediterranean experimental catchment.

E. Pacheco[1], J. Farguell[1,2] y X. Úbeda[1]

[1]GRAM, Departamento de Geografía Física y AGR, Universidad de Barcelona, España
[2]Departamento de Infraestructuras de Control y Regulación, Agència Catalana de l'Aigua, Barcelona, España

Abstract: This study compares the effects of forest management on hydrology and sediment transport rates between two periods (1993-2005 and 2005-2012) in the Vernegà experimental catchment, in the Gavarres massif (Girona). Average annual rainfall is 688 mm and surface runoff is intermittent. It flows from October to June and the rest of the year runs dry. Two gauging stations were used to measure runoff. Bosc station was placed upstream, draining an area of 1,6 km^2, under forest main land use, while Campàs station was located at the outlet (2,5 km^2) with agricultural fields as main land use. Results indicate that runoff increased considerably at both stations but especially at Bosc, where it increased from 6,8 mm to 66,8 mm. The increase in runoff resulted in an increase of the dissolved sediment production, which was 1,5 $Tkm^{-2}yr^{-1}$ at Bosc and 7,1 $Tkm^{-2}yr^{-1}$ at Campàs, while suspended sediment production was 0,9 $Tkm^{-2}yr^{-1}$ at Bosc and 4,3 $Tkm^{-2}yr^{-1}$ at Campàs. Forest management resulted in the clearance of shrubs and shows that such practices have an effect on the hydrological and sediment transport dynamics.

Palabras clave: Escorrentía, usos del suelo, erosión, agrícola, forestal, Mediterráneo.
Key words: Runoff, land use, erosion, agricultural, forest, Mediterranean.

1. INTRODUCCIÓN

Los cambios en los usos del suelo repercuten directamente sobre la dinámica hidrológica fluvial y la erosión (Úbeda y Sala, 1997). El crecimiento del bosque debido al abandono de los cultivos tiende a reducir la circulación de agua superficial, mientras que la desaparición de la cubierta vegetal tiende a aumentar la escorrentía y el arrastre de sedimentos. Sin embargo, en función de las características climáticas y litológicas, estos efectos son distintos con diferentes velocidades de recuperación. El presente caso de estudio se centra en una cuenca experimental de montaña baja mediterránea, donde se iniciaron políticas de gestión forestal con el objetivo de recuperar y potenciar el alcornoque, aprovechar la madera del pino y potenciar la encina. El método para llevar a cabo la gestión forestal fue el desbroce del sotobosque. Esta gestión se realizó de manera gradual durante los años 2000 en función de las parcelas de actuación. Fue en el 2005 el momento en que la gestión forestal afectó la mayor superficie en la cuenca.

El objetivo principal de este estudio es la descripción de los cambios producidos por el desbroce del sotobosque en la hidrología y el transporte de sedimento de la cuenca antes y después de aplicar las políticas de gestión forestal, es decir antes y después del año 2005.

1.1. Área de estudio

La Riera de Vernegà es tributaria de primer orden del río Ter y se localiza en el noreste de la Península Ibérica, específicamente en la vertiente sur del macizo de *les Gavarres* (Girona). El área de captación total de la cuenca (2,5 km²) cuenta con una combinación de usos agrícolas y forestales que es controlada por la estación de aforo "Campàs". El uso únicamente forestal en la parte alta de la cuenca es controlada por la estación de aforo "Bosc" (1,60 km²) (Fig. 1). La litología general es granito, a menudo meteorizado formando acumulaciones de una estructura muy débil en la superficie. Esta cuenca está influenciada por

un clima mediterráneo subhúmedo y tiene una precipitación promedio anual de 688mm con una desviación estándar de 179 mm, y una temperatura media anual de 15°C.

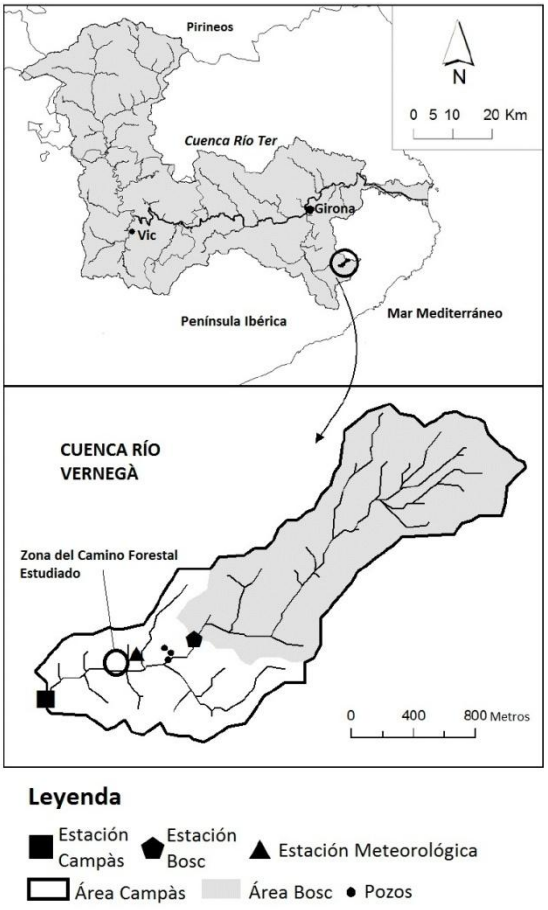


Fig. 1. Ubicación de la Riera de Vernegà
Location of the Vernegà catchment.

2. METODOLOGÍA

Los datos de este estudio proceden de las estaciones de aforo construidas en "Campàs" y en "Bosc" en 1993-94, registrados mediante limnígrafos analógicos. En Campàs se complementaron desde 2005 con la instalación de un sensor de presión para obtener datos de nivel con mayor resolución temporal. En Bosc las medidas de caudal se iniciaron en 1998-99Los datos de precipitación proceden de la estación automática instalada en la cuenca desde 1998, complementada con datos de un pluviómetro manual tipo "Hellmann" instalado en la parte baja de la cuenca. Los datos de sedimento proceden de los tomamuestras automáticos instalados en las estaciones de aforo. La recogida de datos y el mantenimiento de la cuenca de estudio se realizaron semanalmente en épocas con presencia de agua en el río y quincenalmente para épocas de sequía. Durante los episodios de crecida se tomaban muestras adicionales de manera manual.

Las muestras de agua y sedimento procedentes de los tomamuestras automáticos se analizaban en el laboratorio del Departamento de Geografía Física de la Universidad de Barcelona. Los análisis iónicos se realizaron en los Servicios Científico-Técnicos de la misma universidad.

3. RESULTADOS

3.1. Escorrentía

La cuenca de Vernegà es intermitente. Es decir, se produce escorrentía durante unos meses al año y durante los episodios de lluvia, mientras que el resto del año no se produce escorrentía, siendo ese período del 67% en Bosc y del 54% en Campàs.

Los caudales medios que circulan en la cuenca para todo el periodo de estudio son de 1 l/s en Bosc y de 4 l/s en Campàs y se registran el 21% y el 34% del tiempo respectivamente. Para el caso de los caudales extremos, éstos superan 100 l/s en Bosc y se dan el 0,2% del tiempo, mientras que en Campàs superan los 500 l/s y se dan el 0,3% del tiempo.

Comparando la escorrentía media entre los períodos anterior y posterior a la gestión forestal (Tabla 1), se detecta un aumento en ambas estaciones, especialmente en la estación de Bosc, que es hasta un orden de magnitud superior.

Tabla 1. Promedio de escorrentía superficial anual en los dos periodos de estudio.
Mean anual runoff during both study periods.

Periodos	P (mm)	Esc. (mm)	
		Bosc	Campàs
1993-2005	594,8	6,8	33,1
2005-2012	719,3	66,8	92,0

La escorrentía es mayor en todos los meses e incluso se alarga en los meses que ya son cálidos como en Mayo (Figura 2 y Figura 3). También se produce un cambio en la distribución de escorrentía, siendo mayor en los meses otoñales para el segundo periodo,

mientras que para el primero los máximos eran invernales.

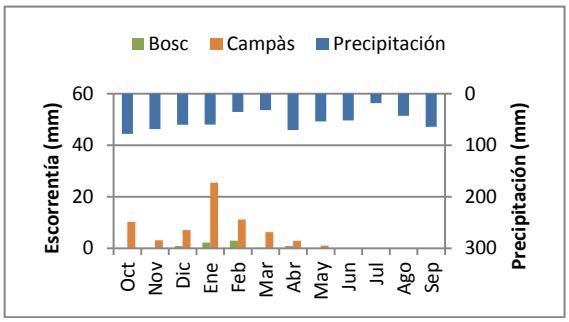


Fig. 2. Precipitación y escorrentía promedio en las dos estaciones de aforo durante el periodo 1993-2005.
Mean annual rainfall and runoff at both sites during the period 1993-2005.

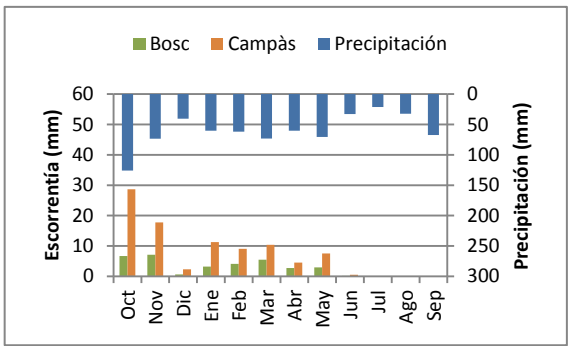


Fig. 3 Precipitación y escorrentía promedio en las dos estaciones de aforo durante el periodo 2005-2012.
Mean annual rainfall and runoff at both sites during the period 2005-2012.

3.2. Transporte de sedimentos.

El transporte de sedimento en la cuenca de estudio se produce en suspensión y en disolución y se ha centrado siempre en los evaluar los impactos producidos por los cambios en los usos del suelo (Pernas *et al*,, 1994). Sala y Farguell, (2002) estimaron una mayor producción de sedimento en suspensión en la zona agrícola que en la forestal, siendo la producción de 4,3 $Tkm^{-2}año^{-1}$ en Campàs y 2,5 $Tkm^{-2}año^{-1}$ en Bosc. Para el periodo 2005-2012 esta relación se mantiene y se estima que la producción media anual en Campàs fue de 4,3 $Tkm^{-2}año^{-1}$ y en Bosc de 0,9 $Tkm^{-2}año^{-1}$. Sin embargo, las concentraciones de sedimento en suspensión son mayores en Bosc que en Campàs, debido a las actividades de gestión forestal llevadas a cabo en la cuenca de estudio, especialmente durante la primavera de 2005 (Outeiro *et al.*, 2010). Cabe destacar también que la producción de sedimentos disueltos es mayor que la producción en suspensión (Pacheco *et al.*, 2011). El aumento de la escorrentía en magnitud y en persistencia a lo largo del año hidrológico provoca mayores tasas de transporte disuelto (1,5 $Tkm^{-2}año^{-1}$ en Bosc y 7,1 $Tkm^{-2}año^{-1}$ en Campàs), que en suspensión, los cuales sólo se movilizan solamente en los episodios de crecida.

4. CONCLUSIONES

- Los trabajos de gestión forestal en la cuenca de Vernegà demuestran que se ha producido un cambio en la dinámica hidrológica y de transporte de sedimentos.
- La escorrentía media ha aumentado en un orden de magnitud en ambas estaciones.
- Asimismo, la producción de sedimento en suspensión se ha mantenido mientras que la de transporte disuelto ha aumentado debido al aumento de la escorrentía y de su duración a lo largo del año hidrológico.
- La producción de sedimento en suspensión se mantiene pese a las actividades forestales.

Agradecimientos
Los autores agradecen a las Acciones Complementarias del Ministerio de Ciencia e Innovación: CGL2008-04178-E/HID y CGL2010-12086-E y a la ayuda a Grups de Recerca del Comissionat per a Universitats i Recerca del DIUE de la Generalitat de Catalunya.

REFERENCIAS

Pacheco, E., Farguell, J., Úbeda, X., Outeiro, L. y Miguel, A. (2011): Escorrentía y producción de sedimento en una cuenca mediterránea con dos usos diferentes del suelo. *Cuaternario y Geomorfología*, 25(3-4), 103-114.

Outeiro, L. Úbeda, X. Farguell, J. (2010): The impact of agriculture on solute and suspended sediment load on a Mediterranean catchment after intense rainstorms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35 (5), 549-560.

Sala M. y Farguell, J. (2002): Exportación de agua y sedimento en dos pequeñas cuencas mediterráneas bajo diferentes usos del suelo. Sistema costero catalán. *Cuaternario y Geomorfología*, 16 (1-4), 97-109.

Sala, M. Pernas, J. Úbeda, X. Batalla, R. (1994): Studying downstream influence of land use

changes on runoff, solutes and sediment transport in a hilly Mediterranean coastal area. *Conference on assessment of Hydrological temporal variability and changes.* European network of experimental and representative basins (ERB), 179-187.

Xavier Úbeda, Maria Sala. (1997): Spatial and temporal variations in the soil characteristics of an agricultural field and their relation to erosion. *Méditerranée*, (1-2), 41-44

CONTROL DEL FORZAMIENTO SOLAR Y DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA DE BAJA FRECUENCIA EN LAS AVENIDAS DE VERANO EN SUIZA

Control of solar forcing and low-frequency atmospheric circulation patterns on major summer floods in Switzerland

J.C. Peña[1] y L. Schulte[2]

1 Servei Meteorològic de Catalunya (Generalitat de Catalunya) y Fluvalps Research Group.
E-mail: jpena@meteo.cat
2 Fluvalps Research Group y ICREA, Departamento de Geografía Física y AGR. Universidad de Barcelona.

Abstract: The paper presents a flood damage index that considers severe and catastrophic summer floods in Switzerland between 1800 and 2010 and explores the control of solar forcing and low-frequency atmospheric circulation patterns on flood frequencies. The index provides the evidence of three flood clusters: 1817-1851, 1881-1927 and 1977-present. The cross-spectral analysis documents that the periodicities detected in the coherency and phase spectra of 11 (Schwabe cycle) and 104 years (Gleissberg cycle) are related to a high frequency of flooding and to solar activity minima. The analysis of the principal atmospheric circulation patterns shows that Swiss river catchments correspond to atmospherically unstable areas defined by positive and negative Summer North Atlantic Oscillation modes that include a range of synoptic patterns which generate flooding.

Palabras clave: inundaciones históricas, forzamiento solar, patrones de circulación atmosférica de baja frecuencia, Oscilación del Atlántico Norte de verano, análisis espectral cruzado
Key words: historical floods, solar forcing, low-frequency atmospheric circulation patterns, Summer North Atlantic Oscillation, cross-spectral analysis.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del problema

Los medios alpinos son climáticamente muy sensibles a los cambios a escala global y a la incidencia de las precipitaciones extremas en los procesos de generación de las inundaciones (Weingartner et al., 2003). La explicación de estos procesos, ponerlos en relación con el clima pasado y su relación con los cambios ambientales, tiene una gran importancia para el futuro de nuestras sociedades (Schmocker-Fackel y Naef, 2010; Wetter et al., 2011). En el ámbito de los Alpes Berneses se han venido desarrollando en la última década estudios centrados en la variabilidad del Holoceno tardío y la dinámica fluvial histórica en las cuencas alpinas (Schulte et al., 2009; 2012), con el objetivo de proporcionar a las autoridades locales los datos de las grandes crecidas de baja frecuencia para precisar mejor la estimación de las inundaciones.

1.2. Objetivo

El presente estudio está enmarcado dentro de esta línea de investigación. El fin es evaluar las influencias de la variabilidad solar y climática en las grandes crecidas en Suiza durante los últimos 200 años, utilizando fuentes documentales, proxies climáticos y registros instrumentales. El propósito es entender los procesos a escala regional que participan en la aparición de clústeres de alta frecuencia en inundaciones.

2. DATOS Y MÉTODOS

2.1. Datos

Un índice hídrico integrado para Suiza (INU), entre los años 1800 y 2010, se ha construido a partir de dos fuentes de datos. La información procedente de la recopilación realizada por Gees (1997) que abarca el periodo 1800-1994, y la procedente del Swiss Federal Research Institute (WSL, Hilker et al., 2009) para el

periodo 1972-2010. Ambas fuentes de datos se basan en los daños causados por las crecidas e inundaciones.
La actividad solar se infiere a partir del número anual de manchas solares (SN) del período 1700-2011. Se han descargado desde el catálogo en línea del SIDC-team (Centro Mundial de Datos del Índice de manchas solares).
Los índices de circulación de baja frecuencia se calculan a partir de la malla de altura geopotencial en el nivel de 500 hPa extraídos del 20th Century Reanalysis Project (20CRP, Compo et al., 2011) para el periodo 1871-2008 y con una resolución espacial de 2º latitud x 2º longitud.

2.2. Métodos

El INU se ha creado para los meses de julio y agosto a partir de la noción de riesgo (R), combinando los conceptos de Peligrosidad (P) y Vulnerabilidad (V), en base a la relación:

$$R = P * V \qquad (1)$$

La variable P se ha estimado a partir de los daños y las pérdidas económicas causadas por las avenidas categorizadas como muy severas (S) y catastróficas (C). A cada categoría se le atribuye una magnitud arbitraria: 50 a las S y 100 a las C. Por su parte, la V se define como una distribución espacial del fenómeno y se calcula teniendo en cuenta los cantones que han estado implicados en cada avenida o inundación. Aplicando la ecuación (1) se obtiene un valor de R para cada evento. El índice INU, a resolución anual, es la suma de todos los valores de R. Finalmente, es estandarizado en base a la media y la desviación estándar.
Para evaluar, validar y explicar los ciclos comunes entre INU y la actividad solar se ha aplicado un análisis espectral cruzado, mediante el módulo de análisis espectral bivariado implementado en el programa SPECTRUM (Schulz and Statteger, 1997). Este programa analiza los espectros cruzados, de coherencia y de fase para resumir la covariación de las series.
El principal patrón de circulación atmosférica de baja frecuencia para los meses de julio y agosto se ha inferido a partir del primer EOF calculado a partir de un Análisis de Componentes Principales en modo S utilizando la matriz de covarianza sin ningún tipo de rotación, en el dominio 30°N a 70°N y 30°W a 30°E.

3. RESULTADOS

Un total de 104 inundaciones de categoría S y C se han registrado en Suiza en el período 1800-2010. El 65% de estos eventos se concentran en la temporada de verano (junio, julio y agosto), llegando a 82% si se incluye septiembre. El índice INU (Fig. 1) muestra una alternancia de períodos de alta y baja frecuencia de las grandes avenidas. El primer período definido por una alta frecuencia se extiende entre 1817 y 1851; el segundo período de 1881 a 1927, aunque algunas inundaciones se siguen produciendo, pero de menor magnitud, hasta 1951. El último período aparece a partir de 1977.

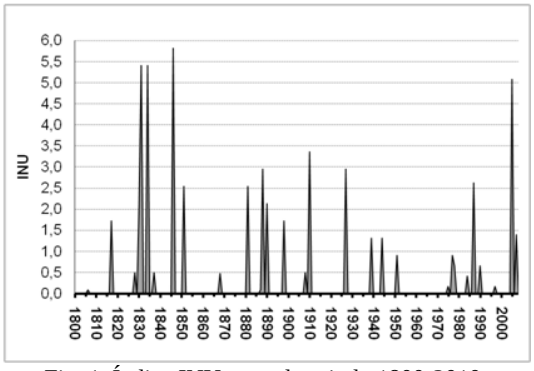


Fig. 1. Índice INU para el periodo 1800-2010.
Fig. 1. INU index for the period 1800-2010

El forzamiento solar es considerado como un conductor externo de la dinámica del clima (Versteegh, 2005) y puede influir en la frecuencia de inundaciones (Benito et al., 2003). La distribución de frecuencias espectrales cruzadas entre INU y la actividad solar indica periodicidades en 11, 22 y 104 años (ver Fig. 2). La primera y la tercera pueden corresponder a ciclos Schwabe (11,04 ± 2,02 años) y Gleissberg (88,6 ± 21 años), procesos periódicos seculares que se han reportado en una amplia variedad de fenómenos climáticos solares, solar-terrestres y terrestres. Por tanto, el análisis espectral cruzado parece proporcionar evidencias sobre el control solar en la aparición de clústeres de grandes avenidas en Suiza. Puesto que se espera que valores máximos de INU correlacionen con valores mínimos en la actividad solar, como se ha señalado en algunos

estudios (por ejemplo, Pfister, 1999; Magny et al., 2003), el signo de INU fue cambiado antes de realizar el análisis espectral cruzado para evitar un desplazamiento de fase artificial de ±180º. De esta manera, ángulos negativos indican que la frecuencia máxima de las inundaciones se produce durante una actividad solar mínima y viceversa

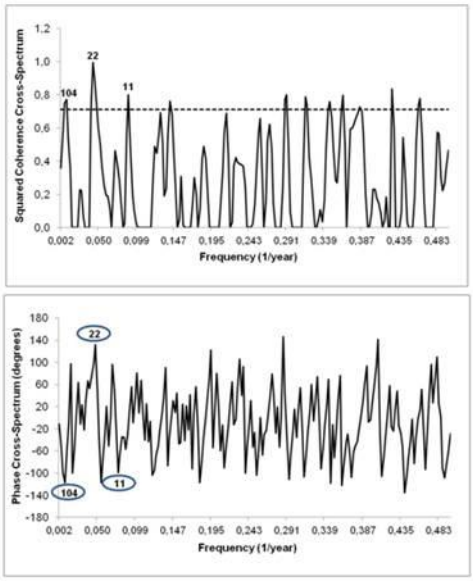


Fig. 2. Análisis espectral cruzado entre INU y el número anual de manchas solares. Superior: Espectro de coherencia. La línea de puntos indica el nivel de significación α = 0.1. Inferior: Espectro de fase.

Fig. 2. Cross-spectral analysis between INU and the annual number of sunspots: Top: Coherency spectrum. Dashed line is the false-alarm level for α = 0.1 Bottom: Phase spectrum.

El espectro de coherencia indica periodicidades significativas entre INU y la actividad solar en el caso de los ciclos para los cuales los espectros cruzados sugieren la presencia de componentes periódicas (11, 22 y 104 años), estableciendo el nivel de significación en α=0.1. El espectro de fase identifica ángulos negativos en -117º ± 20º (104 años) y en -98º ± 48º (11 años). Estos resultados muestran que los valores máximos de INU están relacionados con una actividad solar baja. Sin embargo, el ángulo es positivo (132º ± 19º) en 22 años. Por lo tanto, el análisis espectral cruzado proporciona evidencia de que las periodicidades comunes y significativas detectadas en el espectro de coherencia en 11 (ciclo de Schwabe) y 104 años (ciclo Gleissberg) están relacionados con una alta frecuencia de las inundaciones y una actividad solar mínima (ángulos negativos en el fase de espectro), mientras que la de 22 años (ciclo Hale) se asocia con una actividad solar máxima y una disminución en la frecuencia de avenidas (ángulos positivos en la fase de espectro).

Durante el verano, aproximadamente el 40% de variabilidad climática del sector europeo del Atlántico Norte se sintetiza mediante un patrón de variabilidad llamado SNAO (Oscilación del Atlántico Norte de Verano, Folland et al., 2009; Fig. 3).

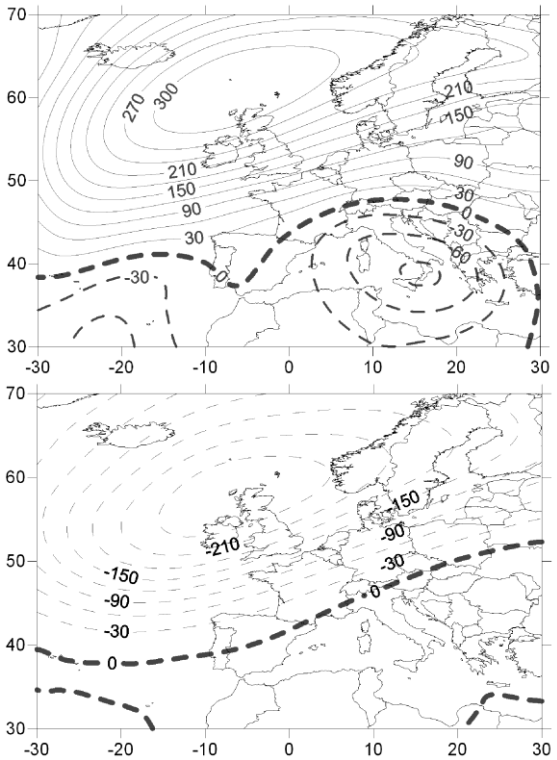


Fig. 3. Patrón SNAO. Líneas sólidas (puntos) representan anomalías (en metros) positivas (negativas). Imagen superior: SNAO en fase positiva; Imagen inferior: SNAO en fase negativa.

Fig. 3. SNAO pattern. Solid (dashed) lines show positive (negative) anomalies (in meters). Upper image: SNAO in positive phase; Bottom image: SNAO in negative phase.

Los clústeres de alta frecuencia de las avenidas muy severas e inundaciones en Suiza podrían estar relacionados con la ubicación de los centros de acción atmosféricos que explican la fase positiva (o negativa) del SNAO. Este patrón, en su fase positiva, genera un tiempo seco y cálido, especialmente en Europa central y occidental debido a las marcadas condiciones anticiclónicas. En el sur de Europa, en cambio, las condiciones atmosféricas son más inestables (Bladé et al., 2011). La inestabilidad se relaciona con la presencia de dos vaguadas en los niveles medios de la troposfera ubicadas en

el suroeste de la Península Ibérica y el Mediterráneo.

La Tabla 1 muestra la media y los percentiles 2 y 95 de SNAO en relación a diversas categorías de INU, definidas en base a la desviación estándar (SD). El análisis de las diferentes categorías de INU muestra que el patrón atmosférico en fase positiva se relaciona con las inundaciones de mayor impacto (INU>2 SD). Por el contrario, las categorías con valores de INU<2 SD muestran unas anomalías negativas del índice de circulación, por lo que la fase negativa del SNAO estaría vinculada con las avenidas muy severas. De esta manera, Suiza se define como un 'hotspot', afectada por perturbaciones que tienen origen tanto en el área mediterránea (procedencia de los golfos de Génova o Venecia), como en la zona atlántica (frentes fríos canalizados entre una zona depresionaria en la Península Escandinava y el anticiclón Atlántico).

Tabla 1. Parámetros estadísticos de SNAO para cada una de las categorías de INU cuyos umbrales se han definido de acuerdo con la desviación estándar (SD).
Table 1. Statistical parameters of SNAO for each of the categories of INU whose thresholds were defined according to the standard deviation (SD).

CATEGORÍA	MEDIA	PERCENTIL 2	PERCENTIL 95
INU<0,0 SD	-0,03	-1,92	1,80
INU>0,0 SD	-0,10	-1,78	1,04
INU>0,5 SD	-0,23	-1,46	0,97
INU>1,0 SD	-0,09	-1,14	0,99
INU>1,5 SD	-0,13	-1,14	1,01
INU>2,0 SD	0,14	-1,07	1,03
INU>2,5 SD	0,27	-0,74	1,04
INU>3,0 SD	0,64	0,13	1,03

Agradecimientos

El estudio está enmarcado en el proyecto de investigación FluvAlps-Plus (CGL2009-06951/BTE) y ha sido financiado por el ICREA Academia.

REFERENCIAS

Benito, G., Díez-Herrero, A., De Villalta, M. 2003. Magnitude and frequency of flooding in the Tagus River (Central Spain) over the last millennium. Climatic Change 58 (1-2), 171-192.

Bladé, I., Liebmann, B., Fortuny, D., Geert Jan van Oldenborgh, 2011. Observed and simulated impacts of the summer NAO in Europe: Implications for projected drying in the Mediterranean region. Climate Dynamics, 39 (3-4), 709-727.

Compo, G.P., Whitaker, J.S., Sardeshmukh, P.D., et al. 2011. The Twentieth Century Reanalysis Project. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 137, 1-28.

Folland, C.K., Knight, J., Linderholm, H.W., et al. 2009. The summer North Atlantic Oscillation: past, present, and future. Journal of Climate 22, 1082-1103.

Gees, A. 1997. Analyse historischer und seltener Hochwasser in der Schweiz. Bedeutung für das Bemessungshochwasser. Geographica Bernensia G53, Bern, Switzerland.

Hilker, N., Badoux, A., Hegg, C. 2009. The Swiss flood and landslide damage database 1972-2007. Natural Hazards and Earth System Sciences 9, 913-925.

Magny, M., Bégeot, C., Guiot, J., Peyron, O. 2003. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. Quaternary Science Reviews 22 (15-17), 1589-1596.

Pfister, C. 1999. Wetternachhersage: 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen. Paul Haupt Verlag, Bern.

Schmocker-Fackel, P., Naef, F. 2010. Change in flood frequencies in Switzerland since 1500. Hydrology and Earth System Sciences 14, 1581-1594.

Schulte, L., Veit, H., Burjachs, F., Julià, R., 2009. Lütschine fan delta response to climate variability and land use in the Bernese Alps during the last 2400 years. Geomorphology 108 (1-2), 107-121.

Schulte, L., Carvalho, F., Peña, J.C., et al. 2012. Trying to understand mountain flood dynamics from multiproxy data: a 4600-year high resolution record from the Swiss Alps. Quaternary International 279-280, 439.

Schulz, M., Statteger, K, 1997. SPECTRUM: Spectral analysis of unevenly spaced paleoclimatic time series. Computers and Geosciences 23 (9), 929-945.

Versteegh, G.J.M., 2005. Solar Forcing of Climate. 2: Evidence from the Past. Space Science Reviews 120 (3-4), 243-286.

Weingartner, R., Barben, M., Spreafico, M. 2003. Floods in mountain areas –an overview based on examples from Switzerland. Journal of Hydrology 282, 10-24.

Wetter, O., Pfister, C., Weingartner, R. et al. 2011. The largest floods in the High Rhine basin since 1268 assessed from documentary and instrumental evidence. Hydrological Sciences Journal 56 (5), 733-758.

SEDIMENT TRANSPORT AND RIVER BED DYNAMICS IN A REGULATED MEDITERRANEAN RIVER. RESEARCH DESIGN AND PRELIMINARY RESULTS

Transporte de sedimentos y dinámica del lecho en un río mediterráneo regulado. Diseño metodológico y resultados preliminares

G. Piqué[1,2], R.J. Batalla[1,2,3], D. Vericat[2,3,4], S. Sabater[1,5]

1 ICRA - Institut Català de Recerca de l'Aigua. Edifici H_2O, Parc Científic i Tecnològic de la Universitat de Girona. C/ Emili Grahit, 101; E-17003, Girona. gpique@icra.cat
2 Fluvial Dynamics Research Group, Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida, E-25198, Lleida.
3 Centre Tecnològic Forestal de Catalunya, E-25280, Solsona.
4 Institute of Geography and Earth Sciences, Aberystwyth University, SY23 3DB, Wales, UK.
5 Institut d'Ecologia Aquàtica, Universitat de Girona, E-17071, Girona.

Resumen: La presencia de embalses altera en la magnitud y frecuencia de las crecidas de un río, reduciendo a su vez la movilidad del lecho y el transporte de sedimentos. El río Muga (854 km^2, Pirineo Oriental) está regulado por el embalse de Darnius (61 hm^3, IR=0,82). Con el objetivo de estudiar la alteración hidrológica causada por el embalse y la obtención del balance de agua y sedimentos de la cuenca, se ha analizado una serie de caudales de 100 años y se han monitorizado secciones para medir el transporte de sedimento en suspensión y la carga de fondo. Los resultados preliminares muestran que la presa ha alterado el régimen hidrológico del río, reduciendo notablemente la magnitud y frecuencia de las crecidas. El transporte de sedimentos muestra bajas concentraciones de sedimento en suspensión durante caudales base, aunque puede superar 1 g/l durante crecidas en los diferentes puntos de muestreo.

Key words: suspended sediment, bedload, River Muga, Darnius Reservoir
Palabras clave: sedimento en suspensión, carga de fondo, río Muga, embalse de Darnius

1. INTRODUCTION

Mediterranean rivers tend to be regulated by dams, which alter the hydro-sedimentary regime (Williams and Wolman, 1984; Batalla et al., 2004; Vericat and Batalla, 2006) and affect the fluvial ecosystem functioning (Ward and Stanford, 1979). As a consequence, flood magnitude and frequency is reduced, and annual water yield, seasonal drainage pattern and daily variability are altered (Petts, 1984).

Downstream effects are difficult to generalise since they depend on hydro-climatic characteristics of the basin, fluvial regime of the river and the purpose of the dam. A clear effect is the interruption of the sediment transport continuity through the river network of both suspended and coarse material, a fact that causes reservoir siltation and a sedimentary disequilibrium downstream (Kondolf, 1997); altogether affecting the morpho-sedimentary dynamics of the river (e.g. Batalla et al., 2006).

Downstream from the dam, the higher stability of the river bed enhances biofilm and algae growth. These benthic organisms alter hydraulic and morphologic characteristics of the channel (Salant, 2011) and affect sedimentation patterns and water fluxes (Kouwen and Unny, 1973), becoming also a new source of sediment stabilisation.

A progressive river bed stabilisation can result in environmental problems due to system lack of purification and regeneration. Environmental problems related to little dynamism require the application of management policies as e.g. flushing flows to re-establish fluvial dynamism downstream the dam.

The overall aims of this study are i) to analyse the degree of hydrologic alteration caused by dams in Mediterranean rivers, taking the River

Muga as a representative basin, and ii) to study sediment transport dynamics and built up the sediment budget of the Muga basin in relation to the Darnius Reservoir. Here we present the research design and some preliminary results.

2. STUDY AREA

The River Muga is located in the northeast of the Iberian Peninsula (Fig. 1) and has its headwaters in the Eastern Pyrenees and the Albera Massif, draining an area of 854 km^2. Three main sub-basins drain into the mainstem river: Arnera and Llobregat (d'Empordà) from the North and Manol from the South (Fig. 1). The Muga is a typical Mediterranean river, with marked contrasts between seasons in discharge and precipitation. Mean annual precipitation is 807 mm, ranging from >1100 mm in the headwaters to 600 mm at the river mouth.

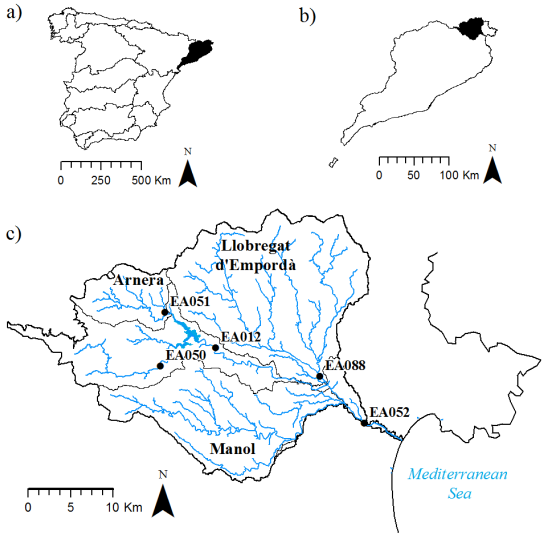


Fig. 1. a) The Catalan Basins in the Iberian Peninsula. b) The Muga catchment within the Catalan Basins. c) The Muga basin with its main sub-basins and the location of sampling sites.

a) Cuencas internas catalanas en el conjunto de demarcaciones hidrográficas de la Península Ibérica. b) La Muga en el contexto de las cuencas internas catalanas. c) Cuenca del Muga con sus principales subcuencas y puntos de muestreo.

The Darnius Reservoir, with a capacity of 61 hm^3 regulates river flow since the late 1960s; but the river is also regulated by numerous weirs further downstream. The dam was constructed to ensure water supply to the downstream Empordà plain, to produce hydropower electricity and to prevent floods. The 80% of the water is generated in the 20% of the basin area, upstream the impoundment. Impoundment Ratio (IR, as per Batalla et al., 2004) is of 0.82, which means that the reservoir can regulate more than 80% of the mean annual runoff of the basin. The catchment is periodically affected by wildland fires; on July 2012 a fire affected ca. 14,000 ha (i.e. 16% of the basin), mainly composed by woodland, scrublands and crops.

3. METHODS

3.1. Hydrologic analysis

The effect of the Darnius Reservoir was assessed analysing the 100-year discharge series (1912-2012) available at the gauging station of Boadella (EA012, Fig. 1), located few hundreds of meters downstream from the dam. Data allows pre- and post-dam comparison and the analysis has been done at different temporal scales: annual, monthly and daily.

3.2. Current water and sediment budgets

Discharge (Q) is measured by means of water stage loggers (Solinst® Levelogger Junior and TruTrack® WT-HR) installed at five sites of the basin (Fig. 1) that coincide with gauging stations of the Catalan Water Agency (ACA). Water stage was recorded at 15-min intervals and converted to Q using stage-discharge rating curves developed by the ACA for each station and further calibrated with own gaugings.

Turbidity (as a proxy of suspended sediment concentration, SSC) was recorded at the same sites by Campbell® OBS-3+ turbidity probes attached to Campbell® CR200x dataloggers. Manual water samples were taken fortnightly during baseflows and also during floods, filtered through 1.2 µm grass microfiber filters and dried to determine SSC. Data is then used to calibrate turbidity sensors.

Bed load is studied at three different sites in the river (two upstream of the reservoir, EA050 and EA051, and another downstream , EA012, Fig. 1). First, a characterisation of the river bed grain-size distribution (GSD) was done; surface bed material samples were obtained by means of Wolman pebble counts, whereas subsurface GSD was obtained following the volumetric method. Topographic surveys (a minimum of 2 cross-sections per site) with a dGPS Leica® Viva GS15 and a Total Station Leica® TS02

were performed. Bed load is assessed differently for each site, accordingly to river bed characteristics (Fig. 2); i.e in EA050 we track particle mobility using tracers (50 pebbles tagged with RFID and 2 painted areas); the active layer is determined by means of scour chains; whereas in EA012, two painted surface bed areas are surveyed; finally, in EA051, a sandy channel, bedload is estimated using available formulae.

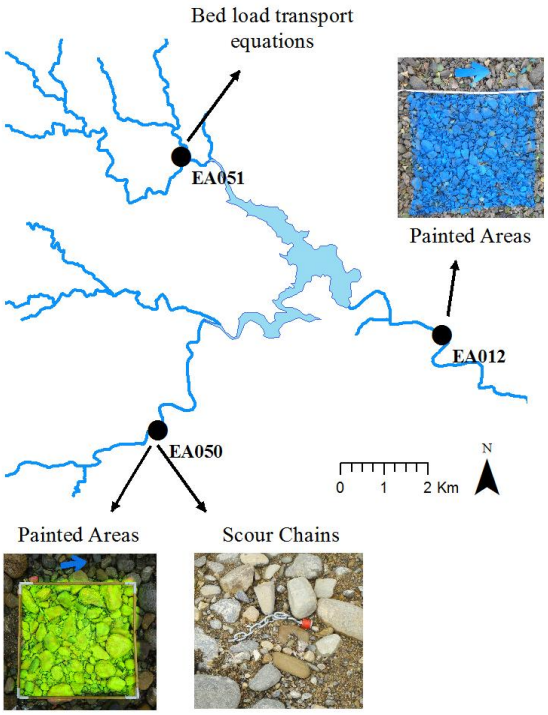


Fig. 2. Indirect measurements of bed load transport upstream and downstream the Darnius Reservoir.
Medidas indirectas de carga de fondo aguas arriba y abajo del embalse de Darnius.

4. RESULTS AND DISCUSSION

4.1. Hydrological changes

Pre and post-dam mean monthly flow patterns differ considerably (Fig. 3). Maximum pre-dam discharges took place in autumn and spring, while July and August were the driest months. Post-dam Q show that since dam construction October and November are, by far, the months when less water is released from the reservoir, whereas in summer the highest mean monthly discharges are recorded. This hydrological modification responds to the necessity of providing water regularly to the lowland areas, especially in summer when agriculture and tourism dramatically increases demand.

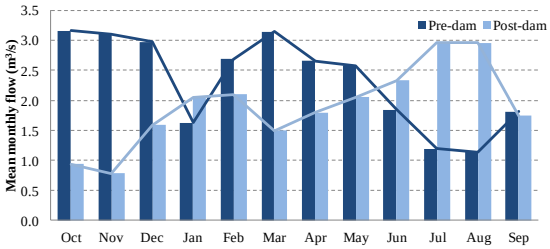


Fig. 3. Pre- and post-dam mean monthly discharge in EA012 gauging station (see Fig. 1 for location details)
Caudal medio mensual pre- y post-embalse en la estación de aforo EA012 (ver Fig.1 para localización)

Changes affect flood frequency and magnitude (Fig. 4). Q_2 (the discharge with a recurrence period of 2 years) experienced a notable reduction after the dam construction (62%), reducing from 48 m^3/s (pre-dam) to 18 m^3/s (post-dam). The reduction of Q_{10} is 39% (from 77 to 61 m^3/s), and 33% for the Q_{50} (from 129 to 67 m^3/s). This fact affects the energy input into the river and thus its competence and capacity of carrying sediment load.

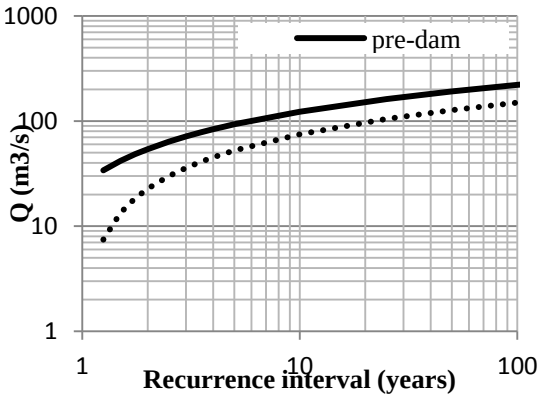


Fig. 4. Pre- and post-dam flood frequency curves for the EA012 gauging station (see Fig. 1 for location details).
Caudal medio mensual pre- y post-embalse en la estación de aforo EA012 (ver Fig.1 para localización).

4.2. Sediment transport

Preliminary results show that during base flows SSC is very low (<0.01 g/l) in all measuring sites, including the River Manol (Fig. 1). During floods, each sub-basin responds differently to the increase of Q i.e. typically maximum values do not reach 1 g/l at all sites except for in the EA088 (the undammed River Llobregat, Fig. 1), where SSC>5 g/l may occur. These high SSC were observed during the first flood after the 2012 wildland fire. Floods reflect the effects of the dam on SSC i.e. while upstream mean SSC is >0.06 g/l, immediately downstream (EA012) it rarely exceeds 0.01 g/l.

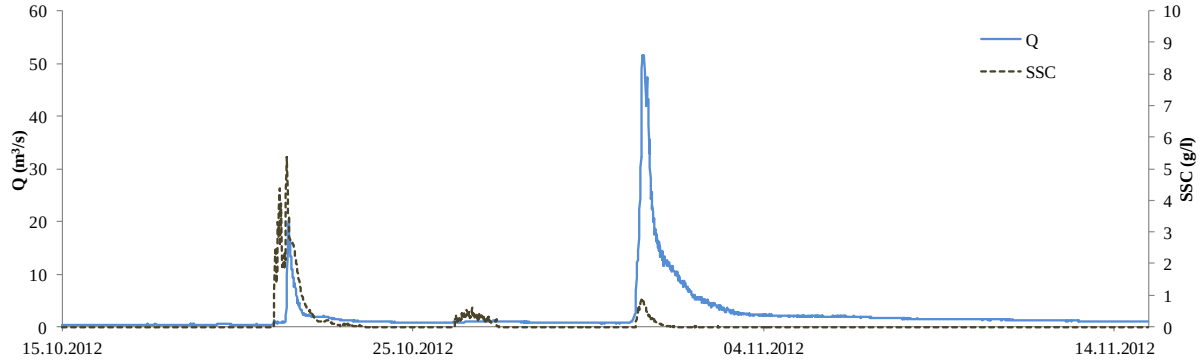


Fig. 5. Q and SSC at the EA088 gauging station (River Llobregat, see Fig. 1 for location) between 15.10.12 and 14.11.12.
Caudal y concentración de sedimento en suspensión en la estación de aforo EA088 (Río Llobregat, ver Fig 1.para localización) entre 15.10.12 y 14.11.12.

Fig. 5 shows the hydrograph for the EA088 gauging station from the 15th October to the 14th November 2012, when two consecutive floods occurred the 21st and the 31st October). The first flood had a peak Q of 4 m^3/s and a maximum SSC up to 5 g/l; in contrast, the second flood was twice in magnitude but SSC fell below 1 g/l. This lack of correlation between flood magnitude and sediment transport may reflect a large sediment pulse after the summer wildland fire. Forest fires increase erosion processes in the catchment, thus enhancing sediment load further downstream (e.g. Batalla, 2002). Subsequent analysis is needed to assess the temporal propagation of the fire in Q and SSC, both in the River Llobregat and further downstream in the Muga.

Incipient river bed mobility has been observed in EA050 for gravels up to 64 mm (D_{50} of the surface grain distribution) after floods close to half-bankfull discharge. Mobility in the EA051 (River Arnera) is observed through differences in sand accumulations and frequent depletion of patches.

Acknowledgements

This research is developed in the frame of the projects 'Consolider Ingenio 2010 CSD2009-00065 (2009-2014)' and 'CARBONET CGL2011-30474-C02-02' funded by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness. The third author has a Ramon y Cajal Fellowship (RYC-2010- 06264) funded by the former Spanish Ministry of Science and Innovation. We thank the Catalan Water Agency for providing hydrological data and for permitting access to gauging stations and installation of equipment. We are indebted to Carmen Gutiérrez and Alvaro Tena for their support during fieldwork.

REFERENCES

Batalla, R.J. 2002. Hydrological implications of forest fires: An overview. In: Pardini, G. and Pinto, J. (eds.): Fire, Landscape and Biodiversity. Diversitas, Universitat de Girona, 99-116.

Batalla, R.J., Gómez, C.M., Kondolf, G.M. 2004. Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). Journal of Hydrology, 290: 117-136.

Batalla, R.J., Vericat, D., Martínez, T.I. 2006. River-channel changes downstream from dams in the lower Ebro River. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. B., 143, 1-14.

Kondolf, G.M. 1997. Hungry Water: Effects of Dams and Gravel Mining on River Channels. Environmental Management, 21(4): 533-551.

Kouwen, N. and Unny, T.E. 1973. Flexible roughness in open channels. Journal of the Hydraulics. Division ASCE. 99(5): 713-728.

Petts, G.E. 1984. Impounded Rivers. Perspectives for Ecological Management. Wiley: New York; 326 pp.

Salant, N.L. 2011. 'Sticky business': The influence of streambed periphyton on particle deposition and infiltration. Geomorphology, 126: 3-4. Special Issue, 350-363.

Vericat, D. and Batalla, R.J. 2006. Sediment transport in a large impounded river: The lower Ebro, NE Iberian Peninsula. Geomorphology, 79, 72-92.

Ward, J.A. and Stanford J.A. 1979. The Ecology of Regulated Streams. Plenum Press: New Cork.

Williams, G.P. and Wolman, M.G. 1984. Downstream Effects of Dams on Alluvial Rivers. US Geological Survey Professional Paper 1986.

DINÁMICA Y PRODUCCIÓN DEL SEDIMENTO DISUELTO EN UNA CUENCA MEDITERRÁNEA (RÍO ANOIA, NE P. IBÉRICA)

Dynamics and production of dissolved solids in a mediterranean catchment (Anoia river, NE Iberian peninsula)

Rallo, E.[1], Farguell, J.[1,2], Úbeda, X.[1]

1 GRAM, Departmento de Geografía Física y AGR, Universidad de Barcelona, España (rallo@ub.edu)
2 Departamento de Control e Infraestructuras de regulación, Agència Catalana de l'Aigua, Barcelona, España

Abstract: A study of solute sediment yield in the Anoia river basin (NE Iberian Peninsula) is presented. 240 samples of fresh water were taken during hydrological years 2011-12 and 2012-13 in five sites of the catchment. Major ions were analyzed in the Physical Geography lab and the Scientific and Technical Center of the University of Barcelona. The sum of these parameters allows us to calculate the total dissolved solids contained in each sample, and this value is correlated with the instant flow measured during sampling campaigns. The extrapolation of this TSD concentration to mean daily discharge data drives us to estimate sediment yield in each section. Values range from 16 tons km^2 yr^{-1} in headwaters to 31 tons km^2 yr^{-1} in the mouth. Spatial and seasonal variations are detected.

Palabras clave: sedimento disuelto, río Anoia, Mediterráneo, variabildad espacial, estacionalidad
Key words: dissolved solids, Anoia river, mediterranean, spatial variability, seasonality

1. INTRODUCCIÓN

El estudio del transporte de solutos, a escala global y en el Mediterráneo, ha sido de gran interés desde la década de los setenta, complementando la investigación sobre la producción de sedimento en suspensión y la carga de fondo (Gregory y Walling, 1973).
En este trabajo se presenta el balance anual de solutos en las aguas superficiales del río Anoia durante dos años hidrológicos (2011-13). A su vez, se detectan variaciones regionales y estacionales, que responderán tanto a las características fisiogeográficas como a los usos del suelo.
Además, se comparan las tasas de producción de solutos con las estudiadas sobre el sedimento en suspensión (Farguell, 2005) en la misma cuenca.

1.1 Área de estudio

La cuenca del río Anoia (926 km^2) se localiza en el NE de la Península Ibérica, Cataluña central, y es tributaria del río Llobregat. La desembocadura, en Martorell, se encuentra a 30 km de la ciudad de Barcelona (figura 1).

El clima de tipo mediterráneo domina el área de estudio. El caudal medio en la salida es de 2,37 m^3 s^{-1}, pero existen grandes variaciones interanuales y dentro de la misma cuenca.

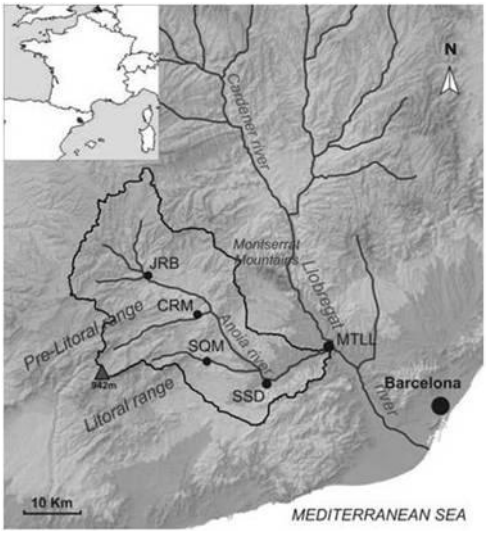


Fig. 1. Localización del área de estudio y los puntos de muestreo
Fig. 1. Location of the study area and the sampling points

En general, los caudales máximos mensuales se producen durante los meses primaverales, mientras que en verano disminuyen

drásticamente. Los caudales máximos instantáneos suelen producirse durante el otoño (el máximo registrado de los últimos diez años fueron 92 $m^3 s^{-1}$, en noviembre de 2011).
La litología es principalmente sedimentaria, siendo en su mayoría margas, areniscas y yesos en la cabecera, y calizas y conglomerados en la parte baja. Los usos del suelo son variados: las partes altas se destinan a cultivos de secano y abundan los prados y bosques de ribera bien estructurados. En las partes bajas se explotan terrenos para cultivos de viñedos intensivos y también destacan industrias y grandes núcleos urbanos.

2. METODOLOGÍA

2.1. Trabajo de campo

Se muestreó en cinco puntos distribuidos a lo largo de la cuenca, cada quince días, durante dos años hidrológicos (2011-12 y 2012-13). Estos lugares coinciden con estaciones de aforo, gestionadas por la Agència Catalana de l'Aigua (ACA). Las muestras de agua superficial se tomaron manualmente con el muestreador de integración en profundidad US DH48 (Dunne, 1977), y se conservaron en botellas de PVC de 500 ml de capacidad. Entre el muestreo y el momento de realizar los análisis en el laboratorio, se mantuvieron refrigeradas a 4ºC.

2.2. Análisis de laboratorio

Los análisis de conductividad eléctrica (EC) se realizaron con el conductímetro en el Laboratorio de Geografía Física de la Universidad de Barcelona. Los bicarbonatos, nitratos, y cloro fueron determinados mediante métodos colorimétricos. El resto de parámetros (cationes mayoritarios, sulfatos y otros elementos traza) se llevaron a analizar mediante técnicas de ICP a los Centres Científics i Tecnològics de la Universidad de Barcelona.

2.3. Tratamiento de datos

El total de la carga disuelta contenida en las muestras se calculó a partir de la suma de los iones mayoritarios (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, Cl^{-}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-}, NO_3^{-}) y el silicio disuelto en el agua (Meybeck, 2009). Así se obtienen los valores de solutos en mg l^{-1} para el caudal instantáneo (Qi) en el momento del muestreo.
Estos volúmenes de sedimento deben ser extrapolados a los registros de caudales diarios a fin de obtener los balances anuales de sedimento. La ACA provee los caudales medios diarios para cada uno de los cinco lugares muestreados.
Del mismo modo que Walling y Webb (1983) establecieron correlaciones entre el caudal (Q) y la EC para una larga serie de ríos del mundo, aquí se correlacionó el total de sólidos disueltos (TSD) con el caudal del río Anoia en los diferentes puntos de muestreo. Esto es posible debido a la buena concordancia entre los valores obtenidos de EC y el TSD (correlación de Pearson R>0,9).
La fórmula resultante de esta relación, negativa y potencial, se expresa así: $TSD=aQ^{-b}$. Esto significa que, a mayor caudal, menor es la concentración de solutos, y viceversa. De cada sección muestreada se obtuvo una ecuación distinta, según las concentraciones de TSD y el caudal.
Una vez calculada la carga diaria total de solutos para cada punto muestreado, se dividen los valores, expresados en toneladas, por la superficie de la cuenca equivalente a cada lugar, obteniendo la producción total de sedimento disuelto.

3. RESULTADOS

En la tabla 1 se muestran los resultados de los análisis de las distintas variables usadas para el cálculo del TSD.
En valores absolutos, el total de la carga disuelta en las aguas superficiales del río Anoia es mayor en la cabecera (JRB) que en los tramos medio y bajo (SSD y MTLL). El sustrato de yeso en cabecera puede ser la causa de estas elevadas concentraciones. Sin embargo, en los afluentes, la carga disuelta en el agua, que proviene del acuífero cárstico de Carme-Capellades, es mucho menor. Las diferencias se han detectado también en las correlaciones entre el Qi y el TSD en todos los puntos de la cuenca, y se discuten en el apartado 4.
Estos valores cambian sustancialmente cuando se dividen por la superficie de la cuenca de cada estación de aforo, dando como resultado una distribución espacial completamente diferente.

Tabla 1. Estadística descriptiva de los parámetros analizados de las 240 muestras

Table 1. Statistical descriptives of analyzed parameters of the 240 samples

		Headwaters		*Mid. basin*		*Mouth*		*Tributary 1*		*Tributary 2*	
		JRB		**SSD**		**MTLL**		**CRM**		**SQM**	
Variable	Units	**Mean**	**St. Dv.**	**Mean**	**St. Dv.**	**Mean**	**St. Dv.**	**Mean**	**St. Dv.**	**Mean**	**St. Dv.**
Q	$m^3 s^{-1}$	0,09	0,12	1,26	1,70	1,25	1,25	0,24	0,19	0,10	0,14
Runoff	mm	13,46	17,22	55,39	73,26	42,68	42,68	76,71	61,49	56,37	72,29
EC	$\mu S\ cm^{-1}$	2992,54	587,77	1970,94	316,25	1865,79	401,97	1136,38	125,23	1227,81	74,22
Ca^{2+}	$mg\ l^{-1}$	330,62	117,41	192,47	34,61	164,92	46,38	207,45	44,00	209,94	26,88
Mg^{2+}	$mg\ l^{-1}$	104,41	36,71	57,71	10,69	52,22	14,44	47,66	11,13	56,45	7,00
Na^{+}	$mg\ l^{-1}$	201,58	81,78	185,12	65,36	171,66	68,20	15,02	20,33	13,35	3,65
K^{+}	$mg\ l^{-1}$	8,86	3,57	11,43	2,63	18,52	17,31	2,58	1,60	2,63	0,98
Cl^{-}	$mg\ l^{-1}$	319,06	109,25	204,23	60,72	216,13	109,37	27,60	7,21	30,43	7,59
SO_4^{2-}	$mg\ l^{-1}$	301,69	125,83	148,06	34,57	128,89	41,33	128,44	34,84	151,18	25,60
HCO_3^{-}	$mg\ l^{-1}$	296,87	45,82	313,82	54,58	312,32	53,28	257,01	43,64	229,87	30,35
NO_3^{-}	$mg\ l^{-1}$	5,08	2,07	8,69	5,86	7,48	4,97	4,02	1,98	2,25	1,21
Si^{-}	$mg\ l^{-1}$	6,17	2,17	3,59	1,32	2,79	1,19	3,86	1,13	4,57	0,50
TDS	$mg\ l^{-1}$	**1574,34**	366,61	**1125,12**	212,63	**1074,94**	272,31	**693,63**	128,05	**700,67**	62,61

3.1. Variabilidad espacial

La producción de TSD presenta variaciones a lo largo del cauce principal y también en los ríos tributarios (figura 2).

En cabecera se produjeron de media 16 ton km^2 $año^{-1}$. Este valor aumenta más de tres veces en SSD (47,81 ton km^2 $año^{-1}$), pero vuelve a disminuir en la desembocadura, con 35,89 ton km^2 $año^{-1}$.

Es de destacar que la mayor producción de sedimento disuelto se produce en Carme, con 59,11 ton km^2 $año^{-1}$. Tampoco es nada despreciable el volumen de sedimento en SQM (32,93 ton km^2 $año^{-1}$), siendo casi equiparable al de la desembocadura.

3.2. Estacionalidad

Los parámetros de distribución de la carga disuelta también presentan variaciones temporales. Se agruparon los valores de TSD en dos períodos diferentes: uno, período húmedo, correspondiente a los meses de otoño y primavera. El otro, el seco, para los meses de invierno y verano. Mientras que a lo largo del cauce principal la producción de solutos es mayor durante el período húmedo, debido al incremento de caudal, los ríos tributarios se comportan de manera inversa. Además, la producción de sedimento disuelto también varía de un año a otro, según el régimen hidrológico en cada sección. La variabilidad temporal en el TSD se explica principalmente por las entradas de precipitación y la respuesta del caudal.

En el apartado 2.3 hemos expuesto la relación negativa existente entre el Q y la carga disuelta. En la figura 3 se muestran los resultados obtenidos por secciones en los días muestreados, con el caudal instantáneo medido en SSD como referencia.

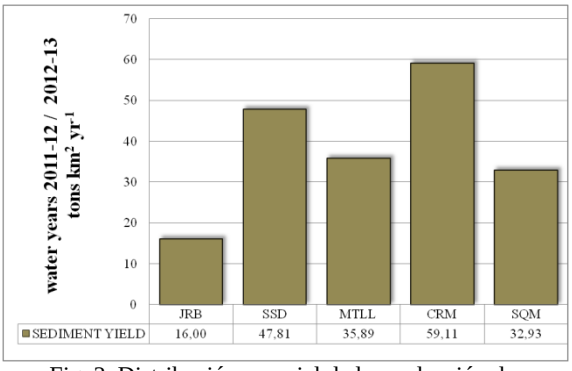


Fig. 2. Distribución espacial de la producción de sedimento disuelto en el río Anoia

Fig. 2. Spatial distribution of solute sediment yield in the Anoia river

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La producción media de sedimento disuelto en esta cuenca no es nada despreciable, resultando de 47,81 ton km^2 $año^{-1}$en Sant Sadurní d'Anoia, un dato que no queda lejos de la producción de sedimento en suspensión en este mismo punto, siendo de 70 ton km^2 $año^{-1}$ (Farguell, 2005).

La abundancia de material disuelto en las aguas del río Anoia se atribuye principalmente a la litología de naturaleza sedimentaria.

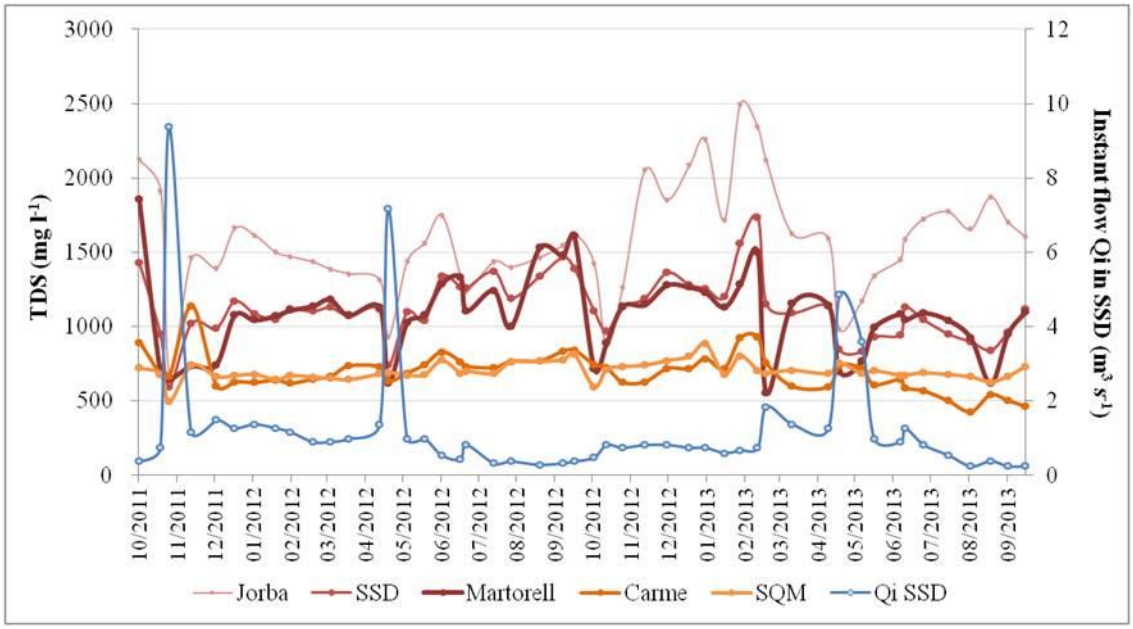


Fig. 3. Variación temporal de la concentración de TSD en los cinco puntos muestreados a lo largo de los años 2011-13, con el Qi medido en SSD como referencia

Fig. 3. Temporal variation of TDS concentration in the five sampled sites during years 2011-13, including measured Qi in SSD as reference

Aunque la concentración de solutos disminuye con el incremento de caudal, es en las épocas más húmedas cuando hay más producción de sedimento en el cauce principal. Esto no ocurre en los ríos tributarios, en cuyo caso cabe considerar el efecto del acuífero sobre la composición de sus aguas, manteniéndola constante durante todo el año.

Existe una dispersión en las correlaciones entre Qi y TSD en todos los puntos de la cuenca, así como sobre la distribución espacial de la producción de sedimento. En contra de lo que cabría esperar, la carga no aumenta de cabecera a salida, sino que se produce una reducción desde el tramo medio. Estas irregularidades podrían ser debidas a varios factores, como: el régimen hidrológico (días previos de lluvia o de no lluvia, evapotranspiración, avenidas, etc.); las captaciones de agua para uso agrícola, urbano e industrial, que tienen lugar entre SSD y MTLL; la proximidad de los afluentes a SSD; la litología de cada sección; o incluso a un error en el ajuste de datos de caudales.

En trabajos posteriores se investigarán los factores causantes de esta dispersión mediante técnicas estadísticas comparativas, a fin de ampliar la información acerca de la relación entre la calidad del agua y el entorno geográfico. También se estudiarán a fondo las características físicas de los distintos usos del suelo.

Agradecimientos

Programa APIF de la Universidad de Barcelona y al Grup de Recerca Ambiental Mediterrània.

REFERENCIAS

Dunne, T. i Leopold, Luna B. 1978. Water in Environmental Planning. W.H. Freeman, San Francisco. 818 pp.

Farguell, J. 2005. Dinàmica i producció de sediment en suspensió a la conca mediterrània del riu Anoia sota diferents usos del sòl. Tesi doctoral. Direcció: Maria Sala i Sanjaume. Universitat de Barcelona. 220 pp.

Gregory, K.J. & Walling, D.E. 1973. Drainage Basin Form and Process. A geomorphological approach. Edward Arnold (Publishers) Ltd., London. 458 pp.

Meybeck, M. 2009. Fluvial export. In Likens, G. E. (Ed.): Biogeochemistry of Inland Waters. Elsevier Inc., San Diego, pp 668-680.

Walling, D. E. & Webb, B. W. 1983. The dissolved loads of rivers: a global overview. In Dissolved Loads of Rivers and Surface Water Quantity/Quality Relationships (Proceedings of the Hamburg Symposium, August 1983). IAHS Publ. no. 141. pp 3-20.

CLIMATE FORCING OF PALEOFLOODS IN THE SWISS ALPS

Forzamiento climático de paleoinundaciones en los Alpes Suizos

L. Schulte [1], J.C. Peña [2], R. Julià [3], F. Carvalho [4], J. Llorca [4], J. Losada [4], F. Burjachs [5], T. Schmidt [6], P. Rubio [4], H. Veit [7]

1 Fluvalps Research Group y ICREA, Universidad de Barcelona. E-mail: schulte@ub.edu
2 Servei Meteorològic de Catalunya y Fluvalps Research Group, Generalitat de Catalunya.
3 Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, CSIC, Barcelona.
4 Fluvalps Research Group y Dpto. de Geografía Física y AGR. Universidad de Barcelona.
5 ICREA, Institut Català de Paleoecología Humana i Evolució Social, Tarragona.
6 Schmidt Informations- und Webdesign, Düsseldorf, Germany.
7 Institute of Geography, University of Bern, Switzerland.

Abstract: A multidisciplinary approach provides data from natural and documentary archives, for the study of potential effects of climatic changes on alpine floods during historical times but also outside the known range of extreme events. For the reconstruction of climate and flood variability, interdecadal-resolution sedimentary delta records of the Bernese Alps were examined. Spectral analysis of the geochemical records and climate proxies ($\delta^{14}C$, $\delta^{18}O$, NAO) evidence similar periodicities of 60, 85, 105 and 200 yrs. Thus, the mechanisms of the flood processes are strongly influenced by the North Atlantic dynamics and solar activity. The proxies indicate that cooler climate pulses were an important external driving force of floods.

Key words: paleofloods, multi-proxy reconstruction, periodicities, solar and climatic forcing, Alps.

1. INTRODUCCIÓN

Mountain regions as the Alps cover sensitive and vulnerable ecosystems exposed to changes of atmospheric circulation, meteorological extreme events and land-use. Proxy data from sedimentary records can provide data for the study of potential effects of climatic changes on alpine floods outside the known range of extreme events reconstructed from documentary and instrumental data (Schulte et al., 2009). The research focuses on the densely populated Bernese Alps, which are a true "hot spot" of hydrological risk. For the reconstruction of climate variability and paleofloods, interdecadal-resolution sedimentary records from the Aare delta were examined.

2. REGIONAL SETTING

The upper Aare basin covers a total area of 596 km^2, 17% of the catchment area is covered by glaciers and the highest elevation reach 4274 m at the Finsteraarehorn. The Aare River flows into Lake Brienz (564 m asl) accumulating a 12 km-long and 1 km-wide delta that is limited by the slopes of the Lower Hasli valley. The flood plain morphology shows paleochannels, levees, crevasse splay and interdistributary basins, and rock avalanche deposits, debris cones, and alluvial fans are deposited at the valley margins. The Aare River gauge at Brienzwiler records a mean annual runoff of 35 $m^3 s^{-1}$. The glacio-nival runoff regime coincides with summer precipitation maximums. According to historical documents 33 of 36 reported flood damage events (92%) occurred since 1480 during the extended summer period (JJAS).

3. METHODS

According to the geomorphological survey, historical maps, 2 m-spatial resolution digital terrain model and field work, meso-scale fluvial landforms were identified in the delta flood plain. A total of 12 cores were operated by percussion coring down to 10 m depth. The best sedimentary records, in terms of lithological-geochemical and temporal resolution, were retrieved from interdistributary basins and their lateral transition areas. In this paper we focus on two key cores: AA-2 at 1.5 km distance form the delta shore line and AA-5 at 4.5 km

distance. Both age–depth models are based on 4 and 6 AMS radiocarbon datings of peat, wood and plant remains.

The chemical element composition of sedimentary archives was analyzed at 1 cm intervals by XRF-II core scanning techniques at the MARUM, University of Bremen. Total organic carbon (TOC) was performed by loss on ignition (LOI) at 550ºC. To explore the variability of the geochemical proxies, statistical treatment of the geochemical data sets – i.e. factor analysis (FA) – was computed with the STATISTICA 6 software. The generated time series were correlated with paleoclimate records ($\delta^{18}O$ GISP2, TSI and Alps summer temperatures). A segment of the geochemical record of core AA-2 were analysed by spectral analysis to determine the frequencies of the variability of these time series.

4. RESULTS AND DISCUSSION

The key cores show alluvial delta plain facies (delta top set beds) defined by shallow gravel channel beds, coarse and middle sand beds of levees, flood layers and crevasse splay deposits, silt and organic-rich alluvial and palustrine sediments and peat horizons. The lateral extension of the major units were traced by cross sections of 20 m-spaced shallow drillings.

4.1. Core AA-2 (2.6-1.6 kyr)

4.1.1. Sedimentary record

The 6 m-deep core AA-2 in the central area of the valley floor records during the last 2600 years 9 mayor aggradation pulses of upward thinning sequences, where the organic beds correspond to relatively stable conditions (minor or no flooding). Ca values are very low in core AA-2 and are related to Hornblende according to the X-ray diffraction analyses. The absence of carbonates in the fine-grained beds suggests a) efficient carbonate leaching (unless the lower gravel deposits) by acid water in peat wetland environments and b) the dominance of phyllosilicates as source of fine-grained materials (crystalline rocks of the Aare massive).

The scores of Factor 1 (Fig. 1), defined by the strong negative loadings of Al, K, Ti, Fe and Si and the positive loading of TOC, evidences minor aggradational pulses inside the overbank deposits, which are characterized by the progressive decline of the aluminium silicate content and increase in organic matter at the top of each pulse.

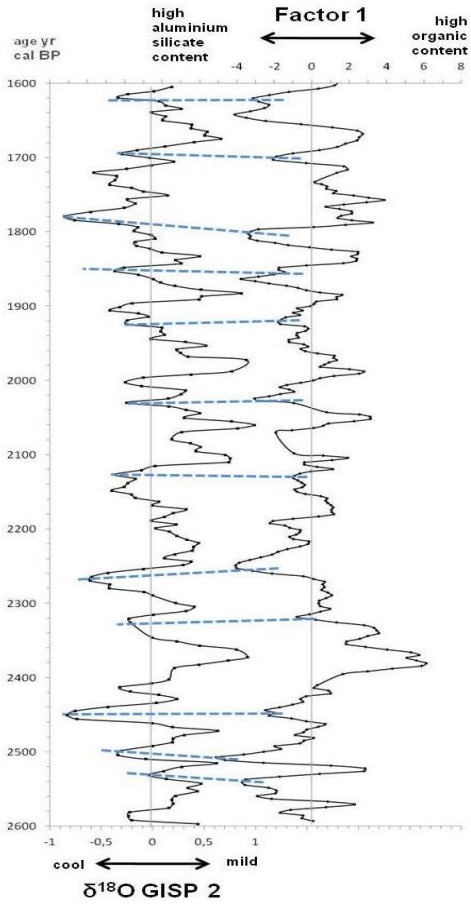


Fig. 1. Correlation between geochemical proxies (Factor 1 scores) of core AA-2 and $\delta^{18}O$ GISP2 record, Greenland. Time series are 3-data smoothed.

4.1.2. Correlation and periodicities

Figure 1 provide visual correlation from 2.6 to 1.6 kyr between the geochemical proxy of core AA-2 of the Hasli valley expressed by factor 1 and the $\delta^{18}O$ values of the GISP2 record of the Greenland Ice sheet (Reimer et al., 2004). Higher silicate content from aggradation phases correlates with cooler climate in Greenland whereas organic horizons (soil formation) correlate with milder climate pulses.

Because of the quasi-cyclic pattern of the Factor 1 (Fig. 1) possible correlation with the Greenland Ice record, spectral analyses were performed. The harmonic analysis (Fig. 2) was applied to detect periodicities in the time series in the presence of noise. According to the results the sedimentary record of core AA-2 show periodicities around 60, 80, 100 and 205

years for the period from 2.6 to 1.6 kyr which are very similar to the cycles obtained from the GISP2 record (69, 81, 105 and 208 yrs; Stuiver et al., 1997), the radiocarbon anomalies (81, 104 and 211 yrs; Reimer et al., 2004) and the North Atlantic Oscillation (65, 80 and 100 yrs).

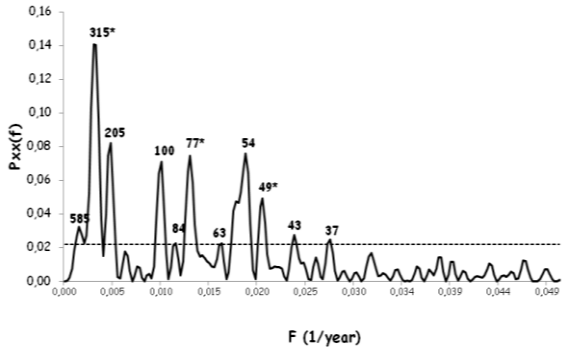


Fig. 2. Harmonic analysis for core AA-2. Dotted line represents critical level for the Siegel test and significant frequencies are shown in years. Peaks with asterisk represents false-alarm according to the red noise.

4.2. Core AA-5 (0.7 kyr-present)

4.2.1. Sedimentary record

The 10 m deep core AA-5 located at the southern valley margin reflects in general low energy deposition environments. Sand and silt beds are separated by 14 organic and peat horizons. Chronological model from 2.5 kyr to present was performed by 6 AMS radiocarbon ages. Below the depth of 218 cm carbonates are leached. To investigate the geochemical pattern excluding these major facies changes, the present paper examines the alluvial archive of the last 0.7 kyr (from 217 cm to the surface; Fig 3). TOC values of four organic beds range between 4 and 11 %. These periods of soil formation are interrupted by a total of 23 flood layers, divided into 3 intensity levels according to the macroscopic analysis of grain-size. Factor 1 which explains 44.6 % of the variability of the geochemical properties of the samples, is defined by the strong negative loading of the phyllosilicate components (Fe, Ti, K, Al), whereas Si and Ca indicate not significant loadings.

4.2.2. Paleoflood and climate proxies

Figure 3 shows the quasi cyclic variability of the scores of Factor 1 (values plotted reverse). Minima scores represents silty beds rich in phyllosilicates and organic matter, related to soil formation (in situ), soil erosion in the catchment, and deposition of fine grained material yield from areas with crystalline rock. Because of the distal location (southern valley margin) of the core site with regard to the mapped main Aare River paleochannels, smaller floods contributed to low sedimentation rates. According to figure 3 these reduced floods phases correlate to high Total Solar Irradiance (Steinhilber et al., 2009) and higher summer temperature reconstructed from oak ring width chronologies of central Europe (Büntgen et al., 2011).

Maximum scores of factor 1 were obtained in beds dominated by coarse grained flood layers (Fig. 3) which are defined by the highest Si/Ti and Ca/Ti ratios. Furthermore, correlation matrix shows negative coefficient R of -0.58 between Si and TOC. According to these relations, floods with high flow velocities deposited medium and coarse sand overbank layers of resistant siliciclastic grains (e.g. quartz), eroded from the hole catchment. The providence of coarse carbonate grains is related to the limestone areas of the lower catchment. The aggradation of these paleoflood deposits occurred during periods with cooler summer temperature and reduced solar irradiance (Fig. 3). However, the latest flood period from 1820 to 1880 cal yr BP apparently shows a time lag of 20 or 40 years with regard to the cool pulse indicated by the TSI and T_{JJA} curve. Thus the question arises, if the chronological control of the "high resolution" alluvial archive can provide precise flood chronology. There exist two arguments that support the validity of the paleoflood chronology (Schulte et al., in preparation):

1. With regard to the last 300 years, flood layers of Aare River have been successfully calibrated by historical documents (since 1480 AD) and instrumental data.
2. Comparison of Factor 1 with the annual temperature of Europe according to the multi proxy reconstruction of Luterbacher et al. (2002) shows very close correlation since 1500 AD (450 cal yr BP) and highlights the correspondence between the flood cluster (described by the negative Factor 1) and negative annual temperature anomalies during the 19th c.

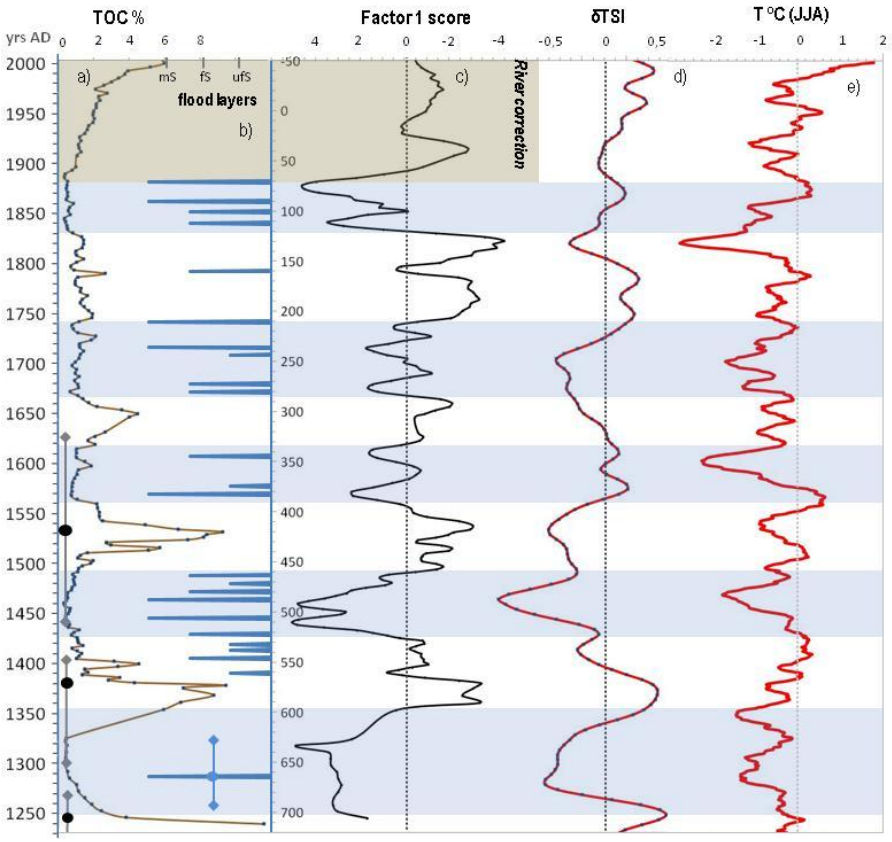


Fig. 3. Correlation between paleoclimate records and alluvial flood plain proxies of core AA-5, Lower Hasli Valley. Flood periods are shaded in blue color. a) Total carbon content (TOC); b) Flood layers. Intensity according to grain-size; c) Sample distribution according to scores of Factor 1 (3-data smoothed); d) Total Solar Irradiance (Steinhilber et al., 2009); e) Summer Temperature reconstructed from oak ring width chronologies of central Europe (Büntgen et al., 2006).

5. CONCLUDING REMARKS

The two high resolution alluvial flood plain sedimentary records provide evidences that with regard the time windows 2.6 to 1.6 kyr and 0.7 kyr to present, flood dynamics increased during cooler climate pulses.

The mechanisms of the aggradation processes are influenced by the North Atlantic dynamics as inferred from the similar periodicities of NAO and the fan delta proxies. However, paleoflood events are not only controlled by summer climatic conditions, but also by other seasonal, annual and pluri-annual phenomena such as snow cover and glacier dynamics, etc.

Acknowledgement

The study has been financially supported by ICREA Academia and by the project CGL2009-06951/BTE. Thanks also to the residents and administrations of the Bernese Oberland for local historical knowledge, logistic support and drilling permissions.

REFERENCES

Büntgen, U., Frank, D.C., Nievergelt, D., Esper, J., 2006. Summer Temperature Variations in the European Alps, A.D. 755–2004. Journal of Climate 19, 5606-5623.

Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., et al., 2002. Extending North Atlantic Oscillation Reconstructions Back to 1500. Atmospheric Science Letters 2, 114-124.

Reimer, P.J. et al. 2004. INTCAL04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0–26 cal kyr BP. Radiocarbon 46, 1029-1058.

Schulte, L., Veit, H., Burjachs, F., Julià, R., 2009. Lütschine fan delta response to climate variability and land use in the Bernese Alps during the last 2400 years. Geomorphology 108 (1-2), 107-121.

Steinhilber, F., Beer, J., Fröhlich, C., 2009. Total solar irradiance during the Holocene. Geophysical Research Letters, 36. doi:10.1029/2009GL040142.

Stuiver, M., Braziunas, T.F., Grootes, P.M. y Zielinski, G.A., 1997. Is There Evidence for Solar Forcing of Climate in the GISP2 Oxygen Isotope Record? Quaternary Research 48, 269-266.

DINÁMICA DEL NIVEL FREÁTICO EN UN AMBIENTE FORESTAL DE LA MONTAÑA MEDIA MEDITERRÁNEA

Groundwater dynamics in a forestal environment in the Mediterranean mid-mountain

P. Serrano-Muela[1] y D. Regüés

Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Campus de Aula Dei, Apdo. 202, 50080 Zaragoza, Spain
[1] piliserranomuela@gmail.com

Abstract: This work studies the water table dynamics in the forested San Salvador catchment, located in the Central Spanish Pyrenees. The groundwater dynamics in this catchment is characterized by three facts: i) the marked seasonality between the driest and wettest periods, as a result of the Mediterranean climatic influence; ii) the absence of overflow processes (the associated stormflow response occurs without ground saturation), which is indicating the occurrence of subsurface runoff processes; iii) the rapidly oscillating water table levels, both rise and decline; largely influenced by precipitation events, especially by their magnitude. This difference in behavior is related to forest environments, depending on soil characteristics, which are very permeable due to its high porosity and high infiltration capacity, especially in the shady slope. The study of the water table behaviour allowed us to relate it with the hydrological response and to investigate about the dominant hydrological processes in the San Salvador catchment.

Palabras clave: Niveles piezométricos, cuenca forestal, desarrollo edáfico, contraste estacional, escorrentía subsuperficial
Key words: groundwater dymanics, forested catchment, soil depth, seasonal differences, subsuperficial runoff

1. INTRODUCCIÓN

La dinámica del nivel freático representa un tema clave en hidrología. Actualmente está aceptado que en los espacios forestales dominan los procesos de infiltración (Freeze, 1972; Beven, 1982, Serrano-Muela, 2012). Por esta razón los niveles piezométricos constituyen un elemento más de los estudios hidrológicos a escala de cuenca y de ladera (Price, 1997; Latron et al., 2009; Germer et al., 2010; Lana-Renault et al., 2014), siendo especialmente interesantes en espacios forestales, en los que la información disponible es escasa.
Este trabajo estudia la dinámica de los niveles piezométricos de un ambiente forestal submediterráneo, la Cuenca Experimental de San Salvador, y su relación con su limitada respuesta hidrológica en algunos periodos del año.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca experimental de San Salvador (0,92 km^2) se localiza en el tramo medio del valle del Estarrún, en el Pirineo Central español (Fig. 1). Representa un ambiente forestal naturalizado. Hay ausencia de contrastes topográficos, con laderas muy regularizadas y cubiertas por un coluvión poco potente y muy pedregoso, la pendiente es muy elevada en toda la cuenca, excepto en la parte más baja y cercana al cauce.
Los suelos son profundos y desarrollados, excepto en aquellos sectores con mayores pendientes y topografías convexas, con menor predisposición a la acumulación. En umbría se encuentran phaeozems y kastanozems, mientras que en solana son más frecuentes los cambisoles o los kastanozems, y regosoles en condiciones menos favorables. Los suelos en umbría presentan generalmente una mayor evolución edáfica y mayores contenidos de materia orgánica generalizados en todo el perfil que en los de solana.
La cuenca está cubierta por una denso bosque, de tipo pinar musgoso con boj y bosquetes de hayas en las concavidades más húmedas en la umbría, y mixto de pino silvestre y quejigo en solana.
El clima que caracteriza está región es de montaña media mediterránea, con influencia atlántica de transición a submediterráneo. La

temperatura media anual son 10º C y la media de precipitación media anual de alrededor de 914 mm, con una mayor concentración de las lluvias en otoño y primavera.

3. EQUIPAMIENTO

La cuenca dispone de tres pluviómetros automáticos localizados a altitudes diferentes (830, 1080 y 1295 m). El caudal se mide en una estación de aforo a través de dos sondas para el registro continuo del nivel de agua presión (Keller DCX-22) y ultrasonidos (Lundhal DCU-7110). La dinámica de los niveles freáticos se estudia mediante dos piezómetros (Keller DCX99-AA), ubicados en la vertiente de umbría y en la de solana respectivamente (Serrano-Muela, 2012), a 120 cm de profundidad cada uno.

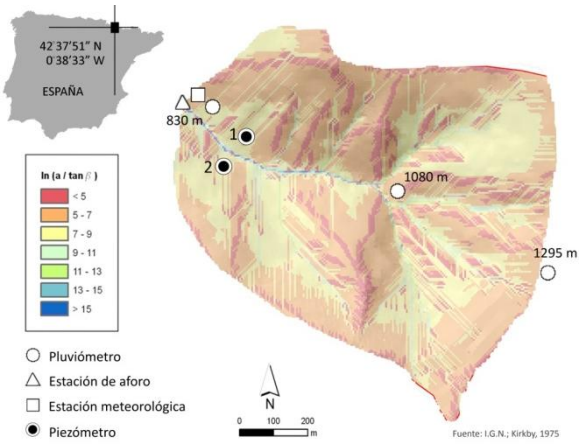


Fig. 1. Localización de la Cuenca experimental de San Salvador. Mapa del índice topográfico (Kirkby, 1975) y distribución del equipamiento.
Fig.1. Location of the San Salvador catchment. The topographic index in the catchment and distribution of the equipment.

En la cuenca de San Salvador la pendiente alcanza valores normalmente altos (promedio de 25°), siendo la parte más baja de la cuenca el único lugar donde se pueden encontrar valores más bajos, tal y como se aprecia en el mapa del índice topográfico (Kirkby, 1975). Las áreas con valor más alto corresponden a las superficies menos inclinadas y, por consiguiente, las que teóricamente serían más susceptibles a alcanzar un estado de saturación. En la figura 1 se observa que las dos vertientes presentan una distribución prácticamente similar del índice topográfico. Los valores más altos están relacionados con el cauce del barranco y sus pequeños tributarios.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El comportamiento de los niveles freáticos en la cuenca de San Salvador se caracteriza por tres rasgos: i) las marcadas diferencias estacionales entre los meses más secos y más húmedos, ii) la ausencia de procesos de saturación superficial y iii) la rápida oscilación de los niveles, tanto de ascenso como de descenso. Estas características se observan en la figura 2.

4.1. Contraste estacional de los niveles freáticos

Es uno de los rasgos más destacados de la respuesta piezométrica, una pauta repetida en otras variables hidrológicas (precipitación o escorrentía). La ausencia de respuesta freática ante las precipitaciones en los periodos más cálidos, recalca esta influencia mediterránea en la respuesta. Como resultado, la dinámica del nivel freático bajo condiciones húmedas presenta una actividad condicionada principalmente por la distribución de la precipitación; y bajo condiciones secas los niveles freáticos están muy influidos por los altos valores de evapotranspiración, que provocan que haya una actividad mucho menor de la capa freática, limitando la capacidad de respuesta ante las lluvias. Un patrón similar se ha observado en otros espacios mediterráneos con distintos usos del suelo (Lana-Renault et al., 2014; Latron et al., 2009).

4.2. Ausencia de procesos de saturación

Hay una particularidad que diferencia de forma muy significativa el comportamiento de la capa freática de ambientes forestales naturales con el de espacios sin tanta o ninguna presencia de bosque. En la cuenca de San Salvador se ha observado para el periodo de estudio que el nivel freático no aflora en superficie, mientras que en otros ambientes menos boscosos y, sobre todo, con suelos menos desarrollados y conservados, la capa freática puede aparecer muy cercana a la superficie e incluso aflorar, pudiéndose mantener así durante largos periodos. Este comportamiento se ha observado al menos en los dos puntos de registro de la cuenca de San Salvador y, debido a la topografía de la cuenca, con altos valores de

pendientes se presupone que ocurre casi con total seguridad en toda la superficie. La respuesta de caudal asociada a la subida del nivel se produce sin necesidad de saturación, lo cual está indicando la ocurrencia de procesos de escorrentía subsuperficial.

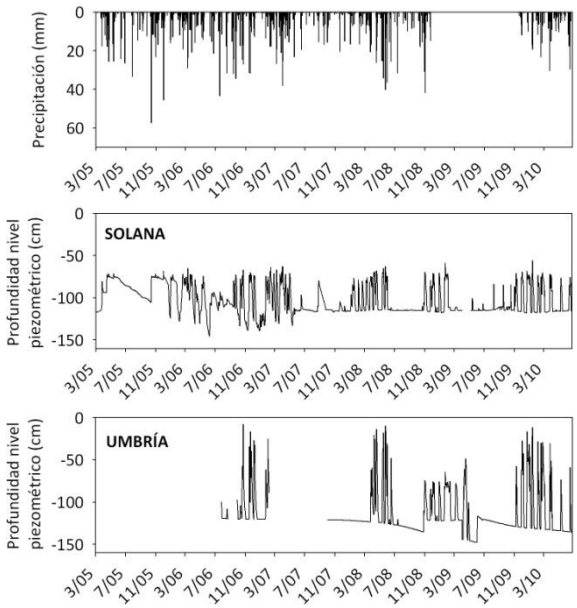


Fig. 2. Evolución temporal del nivel freático medio diario en los dos puntos de medida de la cuenca de San Salvador (marzo de 2005-junio de 2010). Nótese el periodo sin datos comprendido entre 7/1/2009 y 10/11/2009.
Fig. 2. Temporal distribution of mean daily water table depth in the two measuring points in the San Salvador catchment (March 2005-June 2010).Note the period without data between 7/1/2009 y 10/11/2009.

4.3 Oscilaciones del nivel freático

Se ha observado a lo largo de todo el periodo de estudio que el nivel freático sufre importantes y rápidas oscilaciones asociadas a los eventos de precipitación, especialmente de gran magnitud. Estas fluctuaciones son más características de ambientes forestales que en otros ambientes vegetales (Sklash y Farvolden, 1979; Bonell, 1993; Germer et al., 2010). Este comportamiento puede estar relacionado con las características de los suelos, que son muy permeables y presentan una elevada capacidad de infiltración, especialmente en la vertiente umbría (Regüés et al., 2012).

4.4 Relación entre la profundidad de los niveles freáticos, la precipitación y la generación de escorrentía

La relación entre la precipitación y la escorrentía generada en la cuenca de San Salvador no es lineal, la relación estadística entre ambas no es muy fuerte ($r=0,42$; $p<0,01$), considerando la precipitación mensual. Esta relación era claramente significativa en invierno, la estación en la que la generación de escorrentía es mayor en la cuenca de San Salvador. Considerando la precipitación a escala de evento, la relación se muestra clara y estadísticamente significativa, pero sólo si se consideraban las precipitaciones superiores a 20 mm ($r=0,65$; $p<0,01$).

En la figura 3 se ha interrelacionado la altura media diaria del nivel freático y la escorrentía generada, teniendo en cuenta la precipitación diaria acumulada. Se pone de manifiesto la importancia de la cantidad de precipitación en la respuesta freática y, por consiguiente, en la generación de respuesta hidrológica.

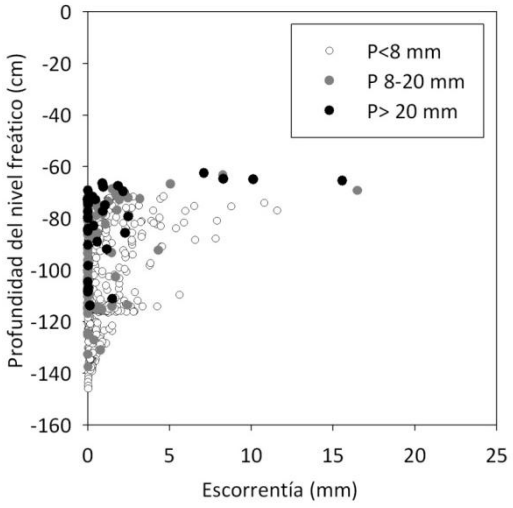


Fig. 3. Relación entre el nivel freático medio diario y la escorrentía diaria generada. Se distingue: días con precipitación menor de 8 mm (blanco), entre 8 y 20 mm (gris) y superior a 20 mm (negro), marzo 2005–junio 2010; n=1156). Datos correspondientes a la sonda piezométrica de solana.
Fig. 3. Relationship between mean daily water table depth in the south facing slope and generated runoff. It has been distinguished: days with rainfall cumulated minor than 8 mm (white), between 8 and 20 mm (grey) and more than 20 mm (black) (March 2005-June 2010).

Para que el nivel freático ascienda hasta su valor más alto parece un requisito que las precipitaciones sean de cierto volumen, por lo que la magnitud del evento tiene cierta importancia en la generación de escorrentía. En la tabla 1 se observa la dependencia estadística entre la precipitación y el nivel freático. Se han determinado los coeficientes de correlación

lineal de la altura del nivel freático con la precipitación acumulada durante los días previos. Las correlaciones demuestran la estrecha relación de la precipitación acumulada durante los días previos, mayor a medida que se acumula, en muchos casos, más cantidad de precipitación. Este resultado confirma el comportamiento característico del nivel freático en áreas forestales, descrito previamente.

	Altura nivel freático
Precipitación diaria (PD) (mm)	0,25**
PD y la del día previo	0,39**
PD y la de 3 días previos	0,50**
PD y la de 5 días previos	0,52**
PD y la de 10 días previos	0,47**

Tabla 1. Coeficientes de correlación lineal entre la altura media diaria del nivel freático y la precipitación total diaria con la acumulada los días previos. Las correlaciones con ** son estadísticamente significativas al nivel p<0,01. n=1500.

*Table 1. Lineal correlation coefficient between mean daily water table depth and rainfall accumulated in the previous days. Correlations with ** are statistically significant at p<0.01. n=1500.*

5. CONCLUSIONES

Los niveles freáticos en la cuenca forestal de San Salvador muestran un comportamiento que refleja la estacionalidad característica de la dinámica de sus reservas hídricas. En las dos sondas instaladas se ha observado que los niveles freáticos nunca han alcanzado la superficie, y esto sugiere que en la mayoría de la superficie de la cuenca el suelo no se satura, pues la elevada capacidad de transmisión del agua del subsuelo impide el encharcamiento de los horizontes superficiales. Este hecho favorece que la escorrentía predominante sea la subsuperficial, al contrario de lo que ocurre en otras cuencas mediterráneas con otro uso del suelo o cubierta vegetal donde sí se dan procesos de saturación con frecuencia. Las fuertes pendientes que dominan en la cuenca de San Salvador facilitan la rápida circulación subsuperficial del agua, condicionando de manera determinante la aparición de procesos subsuperficiales, que contribuyen de manera muy significativa a la respuesta freática y del caudal.

Agradecimientos

Los proyectos: PROBASE (CGL2006-11619/HID), CETSUS (CGL2007-66644-C04-01/HID), e INDICA (CGL2011-27753.C02) del Plan Nacional I+D+i han financiado este estudio, con el apoyo de la red RESEL (Ministerio Medio Ambiente).

REFERENCIAS

Beven, K. 1982. On subsurface stormflow: an analysis of response times. Hydrological Sciences Journal, 27(4): 505-521.

Bonell, M. 1993. Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. Journal of Hydrology, 150: 217-275.

Freeze, R.A. 1972. Role of subsurface flow in generating surface runoff 2. Upstream source areas. Water Resource Research, 8 (5), 1272-1283.

Germer, S., Neill, Ch, Krusche, A.V., Elsenbeer, H. 2010. Influence of land-use changes on near-surface hydrological processes: Undisturbed forest to pasture. Journal of Hydrology, 380(3-4): 473-480.

Kirkby, M.J. 1975. Hydrograph modelling strategies. En: R. Peel, M. Chisholm, P. Hagget (eds.), Processes in Physical and Human Geography, Heinemann, London, 69-90.

Lana-Renault, N., Regüés, D., Serrano-Muela, P., Latron, J. 2014. Spatial and temporal variability of groundwater dynamics in a sub-Mediterranean mountain catchment. Hydrological Processes. DOI: 10.1002/hyp.9892.

Latron, J., Gallart, F. 2008. Runoff generation processes in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). Journal of Hydrology, 358(3-4): 206-220.

Latron, J., Llorens, P., Gallart, F., 2009. The hydrology of Mediterranean mountain areas. Geography Compass, 3: 2045-2064.

Price, J. 1997. Soil moisture, water tension, and water table relationships in a managed cutover bog. Journal of Hydrology, 202(1-4): 21-32.

Regüés, D., Serrano-Muela, P., Nadal-Romero, E., Lana-Renault, N. 2012. Análisis de la variabilidad temporal de la infiltración en un gradiente de degradación de usos del suelo en el pirineo central. Cuaternario y Geomorfología, 26(1-2): 9-28.

Serrano-Muela, M.P.; 2012. Influencia de la cubierta vegetal y las propiedades del suelo en la respuesta hidrológica: generación de escorrentía en una cuenca forestal de la montaña media pirenaica. Tesis Doctoral Inédita. Universidad de Zaragoza. 317 pp. Zaragoza. http://hdl.handle.net/10261/78651.

Sklash, M.G., Farvolden, R.N. 1979. The role of groundwater in storm runoff. Journal of Hydrology, 43: 45-65.

DINÁMICAS DEL SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN DURANTE CRECIDAS DE MANTENIMIENTO EN EL TRAMO BAJO DEL RÍO EBRO

Suspended sediment dynamics during flushing flows in the lower Ebro

A. Tena[1], D. Vericat[1, 2] y R. Batalla[1, 2, 3]

1 Fluvial Dynamics Research Group –RIUS, Departmento de Medio ambiente y ciencias del suelo, Universidad de Lleida. Av. Alcalde Rovira Roure, 191, Lleida, España. E-mail: alvaro.tena@macs.udl.cat
2 Centro Tecnológico Forestal de Cataluña-CTFC, Solsona, España
3 Instituto Catalán de investigación del agua -ICRA, Girona, España

Abstract: The aim of this work is to progress the understanding of the spatial and temporal suspended sediment dynamics during flushing flows in a large regulated river, the lower River Ebro (NE Spain). Relationships between sediment and discharge (i.e. Q-SSC) were examined during six flushing flows using continuous discharge and turbidity records obtained at six monitoring sections distributed along the lower Ebro River for the 2008–2011 period. Analyses reveal marked patterns at spatial and temporal scales. At the spatial scale, the Q-SSC relationships were mostly influenced by the different routing velocity of water and sediment waves. At the temporal scale, the season when the artificial releases were performed strongly influences the sediment availability in the main channel. These results are of great interest to reinforce the flushing flows program in the lower Ebro River in order to achieve the sustainability of the riverine and deltaic ecosystems.

Palabras clave: Grandes presas, crecidas de mantenimiento, histéresis, río Ebro, transporte de sedimento en suspensión.
Key words: *Large dams, flushing flows, hysteresis, river Ebro, suspended sediment transport***.**

1. INTRODUCCIÓN

El conocimiento de los flujos sedimentarios, así como los parámetros que los controlan es fundamental para entender el comportamiento general del río. Alcanzar un conocimiento preciso de la dinámica sedimentaria puede tener muchas aplicaciones para la gestión de cuenca como puede ser para la evaluación de los contaminantes asociados con sedimentos fluviales (Konhauser et al. 1997), o la restauración de hábitats ribereños y deltaicos dependientes de estos mismos sedimentos (Steiger et al. 2001). El interés por la dinámica sedimentaria se ha reflejado en una serie de estudios (e.g. López-Tarazón et al., 2011; Walling y Webb, 1983), sin embargo pocos de ellos se habían realizado en ríos regulados (Gilvear y Petts 1985). Hoy en día, la disponibilidad de registros continuos de turbidez puede proporcionar una gran ayuda para interpretar los procesos de producción y la transferencia de sedimentos. Además, el análisis de los patrones de histéresis podría indicar la contribución relativa de los diferentes procesos que controlan el transporte de sedimentos en una cuenca hidrográfica.

El río Ebro representa un ejemplo excepcional para estudiar la dinámica sedimentaria de un gran río regulado. El tramo bajo del Ebro está experimentando alteraciones hidrológicas y sedimentarias e incluso ecológicas debido a la regulación (Vericat y Batalla, 2006). En este contexto, las crecidas de mantenimiento (del termino Flushing flow, FF en adelante) se han diseñado e implementado en el bajo Ebro desde el año 2002 con el objetivo de controlar las poblaciones de macrófitos y mantener cierta actividad sedimentaria en el cauce (Tena et al. 2013). El seguimiento constante de estos eventos ha revelado una disminución de su eficacia en la consecución de estos objetivos, sugiriendo la necesidad de rediseñar el hidrograma de las FFs a fin de encontrar un diseño óptimo que permita maximizar la eliminación de macrófitos y la transferencia de sedimentos a los tramos más bajos del río (es decir, del Delta del Ebro), así como reducir los impactos geomorfológicos no deseados (Tena et

al., 2013). El presente estudio proporciona un análisis detallado de la variabilidad espacial y temporal del transporte de sedimentos en suspensión durante las crecidas de mantenimiento llevadas a cabo entre 2008 y 2011. Los resultados de este estudio pueden ser de gran interés para la mejora de las medidas de restauración morfosedimentaria llevadas a cabo en el bajo Ebro (i.e. FFs).

2. ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca del río Ebro es la más grande de la Península Ibérica, drenando una superficie total de 85.534 km^2. La altitud en la cuenca varía desde 3400 m en el Pirineo Central hasta el nivel del mar en el delta del Ebro (Fig. 1). La precipitación media anual es de 600 mm, aunque la variabilidad puede ser muy alta, desde valores superiores a los 2000 mm en las zonas pirenaicas hasta valores inferiores a los 300 mm en la depresión del Ebro. El caudal medio anual en la estación de aforo de Tortosa para el periodo 1912-2012 es de 426 m^3 s^{-1}.

El mayor complejo de embalses de la cuenca se encuentra en el bajo Ebro y está compuesto por Mequinenza, Ribarroja y Flix, sumando una capacidad entre todos ellos de 1750 hm^3 aproximadamente. Este complejo de presas regula el 97% de la superficie de la cuenca, modificando tanto el régimen de caudales, como la dinámica sedimentaria aguas abajo de estas presas.

El área de estudio abarca el tramo comprendido entre la presa de Flix y Tortosa (TMS, fig. 1), en total un tramo de 84 kilómetros de longitud. En este tramo, el río Siurana es el principal afluente, pero debido a la fuerte regulación a la que está sometido, su actividad se ha reducido drásticamente. Además, otros dos afluentes efímeros han de ser tenidos en cuenta: el río Sec y el Canaletes. La importancia de estos dos afluentes radica en su aportación de sedimento al cauce principal del Ebro durante episodios de lluvias torrenciales.

3. METODOLOGÍA

Los datos utilizados en este estudio consisten en hidrogramas y sedimentogramas registrados durante 6 crecidas de mantenimiento en 6 secciones de control localizadas en el cauce principal del bajo Ebro durante el periodo 2008-2011 (localización de las secciones en Fig. 1).

3.1. Hidrogramas

El caudal (Q) se ha obtenido a través de tres fuentes diferentes:

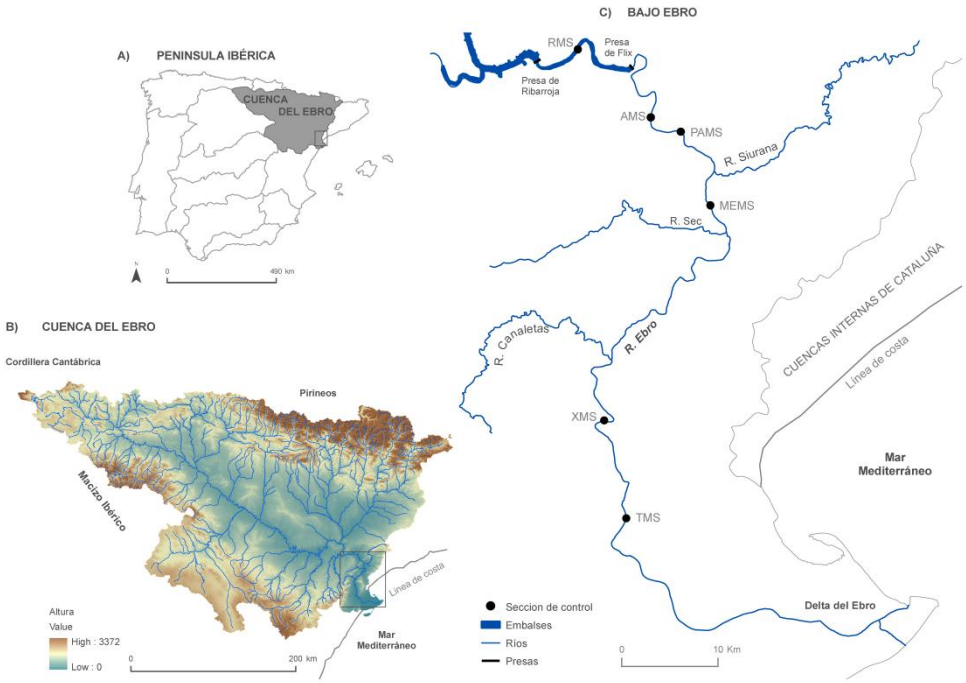


Fig. 1 (A) Cuenca del Ebro en la Península Ibérica, (B) Mapa de elevaciones de la cuenca del Ebro, y (C) tramo del bajo Ebro en el que se muestra el cauce principal del río, las principales presas, los principal afluentes y las secciones de control.

Fig. 1 (A) The River Ebro basin within the Iberian Peninsula; (B) Elevations of the Ebro basin; and (C) the lower River Ebro) showing the river mainstem, main dams, main downstream tributaries and the monitoring sections

(a) Estaciones de aforo operados por las CHE (AMS, TMS. Fig. 1). En estas estaciones aforo se registra el nivel de agua de forma continua por medio de un limnigrafo OTT, y luego es transformado a caudal por medio de rectas de calibración h/Q obtenidas y mantenidas por la CHE.

(b) Sección de control equipada con instrumentación propia (MEMS, Fig. 1). En esta sección, el nivel de agua se ha registrado con frecuencia quinceminutal por medio de un sensor de nivel capacitivo (TruTrack WT- HR). El caudal fue calculado mediante el método de nivel / área de sección (i.e. WinXPro®).

(c) Finalmente, en las secciones donde no se disponía de sensores de nivel (RMS, PAMS y XMS. Fig. 1) los hidrogramas fueron transitados desde las estaciones de aforo más cercanas por medio del método de Muskingum.

3.2. Sedimentogramas

Las series de turbidez se han obtenido a partir de dos fuentes diferentes:

(a) Las estaciones oficiales de calidad del agua operadas por la CHE (PAMS y XMS) registran la turbidez con frecuencia quinceminutal por medio de turbidímetros Hach SS6 (0-10.000 NTU).

(b) En nuestras secciones de control (RMS, AMS, MEMS, TMS) se registraba la turbidez con frecuencia también quinceminutal mediante turbidímetros McVann Analite NEP9510 (0-1000 NTU).

Como parte del programa de muestreo se recogieron muestras manuales de 1 litro en las diferentes secciones de control de manera intensa durante crecidas y de forma rutinaria (semanal o quincenal) durante los períodos de caudales bajos. Finalmente, un total de 1.000 muestras fueron filtradas en el laboratorio para obtener la concentración de sedimento en suspensión (CSS), calibrar los datos de turbidez y calcular las cargas sedimentarias.

4. RESULTADOS

El análisis de las relaciones Q-CSS en cada sección de control (Fig. 2) ha revelado patrones marcados a escala espacial y temporal.

A **escala espacial** se aprecia un claro cambio en el patrón de histéresis en dirección hacia aguas abajo. En la sección de control localizada más aguas arriba (RMS en el embalse de Flix), cinco de los seis eventos monitoreados presentaron histéresis horarias. Doce kilómetros aguas abajo del embalse de Flix, en el AMS, las histéresis aún siguen el patrón horario (o en forma de ocho). La siguiente sección de control (PAMS) mantiene un comportamiento similar al de AMS, debido a la corta distancia entre ellos. En MEMS, unos 10 km más abajo, la relación Q-CSS cambia su patrón, siendo en su mayoría bucles en sentido antihorario. Por último, las dos secciones situadas más aguas abajo (XMS y TMS), a 35 y 47 km de MEMS, respectivamente, muestran un patrón marcadamente antihorario en todos los eventos estudiados. En resumen, las concentraciones máximas de sedimento suelen preceder a los caudales máximos en las secciones de aguas arriba, produciendo la histéresis en sentido horario. A medida que las crecidas se desplazan aguas abajo, el caudal máximo se adelanta a las concentraciones máximas de sedimento en suspensión, y la forma de la histéresis cambia, llegando a ser antihoraria en las secciones aguas abajo.

A **escala temporal,** los patrones sedimentarios del bajo Ebro están muy definidos a escala estacional. Las variaciones en el transporte de sedimento en suspensión a nivel estacional están relacionadas con las características hidrológicas de cada estación (por ejemplo, Q máximo). La máxima CSS tiene lugar en las crecidas de mantenimiento realizadas en otoño. Las condiciones antecedentes en este grupo de eventos son muy similares, registrándose unos caudales antes de las crecidas de mantenimiento más bajos que en los eventos registrados en primavera. Nuestra hipótesis es que las caudales máximos registrados antes de los eventos de otoño no eran muy competentes (entre 470 y 800 $m^3 s^{-1}$), y los sedimentos transportados por el río se depositaron en el cauce, quedando disponibles para ser transportados con la llegada de caudales más competentes. Por el contrario, los caudales máximos que precedían a las crecidas de mantenimiento realizadas en primavera eran mucho más elevados (entre 800 y 1300 $m^3 s^{-1}$), poniendo en movimiento el sedimento fino acumulado en el canal y reduciendo el volumen de sedimento disponible para ser transportado por las FF.

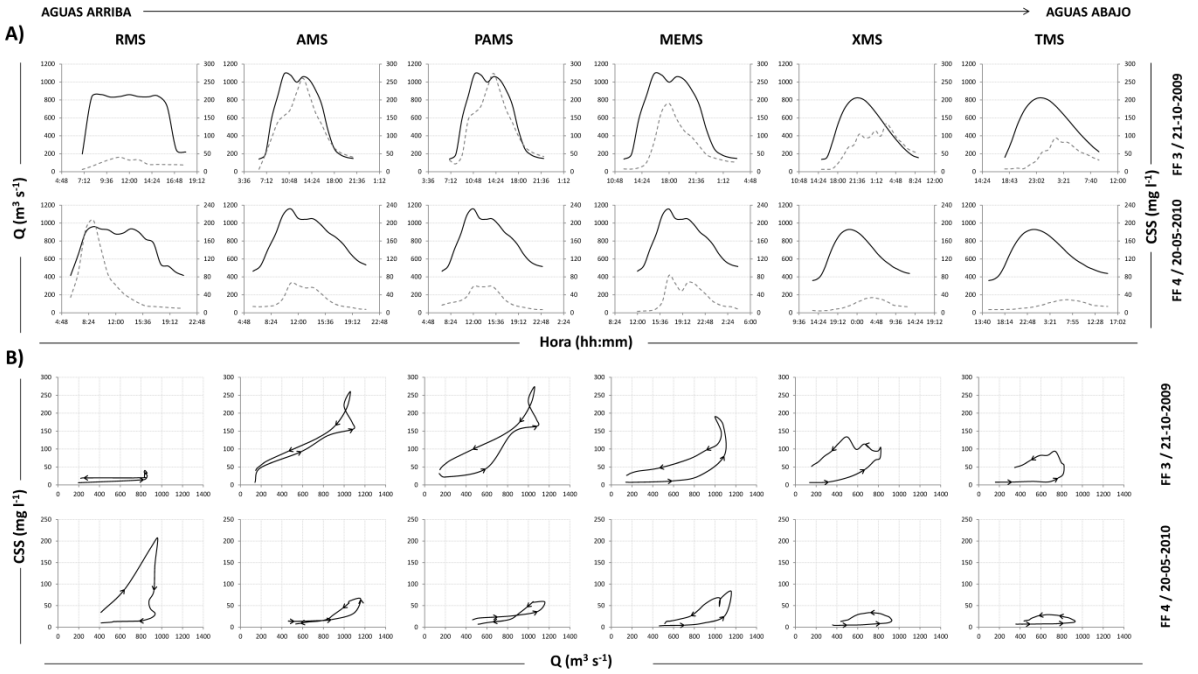


Fig. 2 Ejemplo de (A) hidrogramas y sedigramas de crecida y (B) relaciones de histéresis correspondientes a crecidas de mantenimiento (realizadas en otoño y primavera, respectivamente) registradas en las diferentes secciones de control.

Fig. 2 Example of (A) Individual flood hydrographs and sedigraphs and (B) correspondingt hysteresis plots of two flushing flow events (performed in autumn and spring, respectively) at the different monitoring sections.

5. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en cuanto a la dinámica espacial y temporal del transporte de sedimentos en el bajo Ebro (i.e. influencia del tránsito del caudal por el cauce, condiciones antecedentes, aportaciones puntuales de tributarios, etc.) constituyen una valiosa información que ha de ser tenida en cuenta para la evaluación y futuro rediseño de crecidas de mantenimiento. La aplicación de los conocimientos generados por este trabajo junto con las herramientas de modelización supondrá un paso más en la optimización del diseño de crecidas de mantenimiento, lo que representara la mejora del estado ecológico y morfológico del río Ebro aguas abajo del complejo de presas.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por el Ministerio Español de Educación y Ciencia, y el Ministerio de Economía y Competitividad a través de diversos proyectos. El segundo autor tiene un contrato Ramón y Cajal, financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación. Se agradece la colaboración de la Confederación Hidrográfica del Ebro y Endesa Generación SA al suministrar los datos requeridos para la realización de este trabajo.

REFERENCIAS

Gilvear, D.J., Petts, G.E. 1985. Turbidity and suspended solids variations downstream of a regulating reservoir. Earth Surf Proc Land 10:363–373

Konhauser, K.O., Powell, M.A., Fyfe, W.S., Longstaffe, F.J., Tripathy, S. 1997. Trace element chemistry ofmajor rivers in Orissa State, India. Environ Geol 29:132–141

López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D., Balasch, J.C. 2010. Rainfall, runoff and sediment transport relations in a mesoscale mountainous catchment: The River Isábena (Ebro basin). Catena 82:23–34

Steiger, J., Gurnell, A.M., Petts, G.E. 2001. Sediment deposition along the channel margins of a reach of the middle River Severn, UK. Regul River 17:443–460

Tena, A., Książek, L., Batalla, R.J., Vericat, D. 2013. Assessing the geomorphic effects of a flushing flow in a large regulated river. River Res Appl 29:876–890

Vericat, D., Batalla, R.J. 2006. Sediment transport in a large impounded river: the lower Ebro River, NE Iberian Peninsula. Geomorphology 79:72–92

Walling, D.E., Webb, B.W. 1983. Patterns of sediment yield. En: Gregory KJ (Ed) Background to palaeohydrology. Wiley, Chichester, UK, pp 69-100.

BALANCE SEDIMENTARIO DE LA CUENCA DEL BAJO EBRO

Fluvial sediment Budget of the lower Ebro Basin

A. Tena[1], R. Batalla[1, 2, 3]

1 Fluvial Dynamics Research Group –RIUS, Departmento de Medio ambiente y ciencias del suelo, Universidad de Lleida. Av. Alcalde Rovira Roure, 191, Lleida, España. E-mail: alvaro.tena@macs.udl.cat
2 Centro Tecnológico Forestal de Cataluña-CTFC, Solsona, España
3 Instituto Catalán de investigación del agua -ICRA, Girona, España

Abstract: The main aim of this work is to elaborate a comprehensive fluvial sediment budget of a large regulated river, the lower Ebro (NE Spain). For this purpose, we have estimated the suspended sediment load for a three year period (2008-2011) at the outlet of each of the main sub-basins that debouch into the Ribarroja Reservoir, as well as in several locations in the Ebro mainsteam between the Ribarroja Dam and Tortosa. The obtained results illustrate that reservoirs reduce the overall sediment load and the natural variability of flow and sediment transport in the River Ebro. In addition, the sediment budget has revealed that floods are not the only drivers of the sediment dynamics in the lower Ebro. For instance, the particular location of the monitoring sections shows that episodic contributions from small tributaries alter the general sediment load of the river during given torrential events.

Palabras clave: Balance de sedimentos, Embalses, río Ebro, transporte de sedimento en suspensión
Key words: Fluvial sediment budget, Reservoirs, River Ebro, Suspended sediment transport

1. INTRODUCCIÓN

Un balance de sedimentos es una simplificación de la interacción entre los procesos de transferencia de sedimentos desde las cabeceras, a través de la red fluvial, hasta la salida de la cuenca (Dietrich y Dunne, 1978). La versatilidad de este concepto ha permitido abordar las más diversas cuestiones, desde el estudio de los efectos del cambio climático y cambios en los uso del suelo en el transporte de sedimentos (Leopold et al., 1964), hasta el estudio de los impactos de actividades antrópicas, (como la extracción de gravas o la construcción de presas y su gestión en la transferencia de sedimentos (Collins y Dunne, 1989). El interés en esta última aplicación se ha incrementado en el mundo científico debido al aumento exponencial del número de presas a escala global. La regulación fluvial ha sido reconocida como principal responsable del decremento en la transferencia de sedimentos tierra - océano. Walling (2006) sugirió que la proporción global del flujo de sedimentos retenido en los embalses es de un 53 % en todo el mundo. La reducción del aporte sedimentario a la cuenca Mediterránea también fue estimada en un 50 % desde mediados del siglo 20, asociado entre otras razones (i.e. cambio global) a los sedimentos atrapados en los embalses de los grandes ríos Mediterráneos, como el Po, el Ródano y el Nilo. El río Ebro es uno de esos grandes ríos mediterráneos que han sido progresivamente regulados a lo largo del último siglo. Varios autores han cuantificado la carga sedimentaria transportada por el río Ebro en su tramo inferior a diversas escalas temporales y espaciales (Vericat y Batalla de 2006; Tena et al., 2012), pero todavía no se había llevado a cabo un balance de sedimentos a escala regional Así, el objetivo de este trabajo es construir un balance de sedimentos de la cuenca del bajo Ebro, cuantificando la contribución de las cuencas tributarias y evaluando los efectos de las presas en el régimen sedimentario del río. Para construir este balance, se ha estimado la carga de sedimentos en suspensión para un período de tres años (2008-2011) a la salida de cada una de las principales subcuencas que vierten en el embalse de Ribarroja, así como en varias secciones de control en el bajo Ebro entre el embalse de Ribarroja y Tortosa.

2. ÁREA DE ESTUDIO

2.1. La cuenca del Ebro

La cuenca del río Ebro es la más grande de la Península Ibérica con 85.534 km^2. La altitud en la cuenca varía desde 3.400 m en el Pirineo Central hasta el nivel del mar en el delta del Ebro (Fig. 1). La precipitación media anual es de 600 mm, aunque la variabilidad espacial puede ser muy alta, desde valores superiores a los 2.000 mm en las zonas pirenaicas hasta valores inferiores a los 300 mm en la depresión del Ebro. El caudal medio anual en la estación de aforo de Tortosa para el periodo 1912-2012 es de 426 $m^3 s^{-1}$, sin embargo, este valor oculta una gran diferencia en los caudales medios anuales pre-embalse (hasta 1969) y post-embalse (desde 1969 hasta la actualidad), 528 $m^3 s^{-1}$ y 325 $m^3 s^{-1}$, respectivamente. El mayor complejo de embalses de la cuenca se encuentra en el bajo Ebro y está compuesto por el de Mequinenza, Ribarroja y Flix, sumando una capacidad entre todos ellos de 1.750 hm^3 aproximadamente. Este complejo de presas regula el 97% de la superficie de la cuenca, modificando tanto el régimen de caudales, como la dinámica sedimentaria aguas abajo de estas presas.

2.2. El bajo Ebro y sus principales afluentes

A los efectos de este estudio, se considera el bajo Ebro como el tramo comprendido entre el embalse de Mequinenza y Tortosa (Fig. 1). Los ríos que desembocan en el embalse de Ribarroja y el cauce principal del Ebro desde aguas arriba embalse de Mequinenza son el principal objeto de análisis en este trabajo.

El río Ebro aguas arriba del embalse de Mequinenza (SMS; Fig. 1) no está excesivamente regulado, siendo el de Ebro (500 hm^3) el único embalse de gran tamaño aguas arriba de este punto.

Los principales afluentes de la margen izquierda (Pirineos) son el Segre y el Cinca, mientras que los de la margen derecha (Macizo Ibérico) son el Matarraña y Algars. Los afluentes Pirenaicos son los más caudalosos de la cuenca (aunque ambos están fuertemente regulados). Por el contrario, los ríos Matarraña y Algars, tienen una clara influencia Mediterránea con marcados estiajes en verano. Aguas abajo de la presa de Flix, el principal afluente es el Siurana, un río que ha sido fuertemente alterado por las presas y extracción de áridos en la segunda mitad del siglo XX. Debido a su fuerte regulación, el río Siurana rara vez aporta agua y sedimentos al tramo bajo del Ebro.

3. MUESTREO Y MONITOREO

Los datos utilizados en este estudio consisten en series continuas de caudal y turbidez registradas en 11 secciones de control en el cauce principal del Ebro y sus principales afluentes durante el periodo 2008-2011 (ver Fig. 1 para la localización de las secciones de control).

3.1. Caudal

El caudal (Q) se ha obtenido a través de tres formas diferentes:

(a) Las estaciones de aforo operadas por CHE son AMS, TMS, BMS, NMS y SEMS (Fig. 1). En estas estaciones de aforo se registra el nivel de agua de forma continua por medio de un limnígrafo OTT. Posteriormente, el nivel es transformado a caudal por medio de rectas de calibración h/Q obtenidas y mantenidas por la CHE.

(b) Las secciones de control equipadas con instrumentación propia son MEMS y TOMS (Fig. 1). En estas secciones el nivel de agua se ha registrado con frecuencia quinceminutal por medio de un sensor de nivel capacitivo (TruTrack WT- HR). En estas secciones se calculó el Q utilizando el método de nivel / área (i.e. WinXPro®). Este software calcula el caudal por medio de la ecuación de Manning, sobre la base de la información topográfica y de distribución granulométrica de las partículas del lecho.

(c) Finalmente, en las secciones donde no se disponía de sensores de nivel (RMS, PAMS y SMS. Fig. 1) los hidrogramas fueron transitados desde las estaciones de aforo más cercanas por medio del método de Muskingum.

3.2. Sedimento en suspensión

Las series de turbidez (convertidas en concentración de sedimentos en suspensión previa calibración) se han obtenido a partir de dos fuentes diferentes:

(a) Las estaciones oficiales de calidad del agua son operadas por dos instituciones diferentes: CHE y la Agencia Catalana del Agua (ACA). Los datos suministrados por ambas instituciones se registraban con frecuencia quinceminutal. Los datos suministrados por la CHE (PAMS y XMS) se registraban por medio de un

turbidímetro Hach SS6 (0-10.000 NTU), mientras que los datos suministrados por el ACA (es decir SEMS) por medio de un turbidímetro Campbell OBS 3 + (NTU 0-4.000).
(b) En nuestras secciones de control (RMS, AMS, MEMS, TMS, BMS, NMS y TOMS) se registró la turbidez en continuo mediante turbidímetros McVann Analite NEP9510 (0-1.000 NTU) y NEP9530 (0-3.000 NTU), empleando uno u otro dependiendo del rango de concentraciones de sedimento en suspensión (CSS) circulantes en cada sección.
En SMS, la carga sedimentaria anual se calculó aplicando las relaciones Q-SSC estimadas por Vericat y Batalla (2006) al hidrograma previamente transitado.
Como parte del programa de muestreo se recogieron muestras manuales de 1 litro en el bajo Ebro y sus principales afluentes de manera intensa durante crecidas y de forma rutinaria (semanal o quincenal) durante los períodos de caudales bajos. Finalmente, un total de 1.650 muestras de sedimentos en suspensión se utilizaron para calibrar los datos de turbidez y calcular las cargas sedimentarias. Estas muestras serían posteriormente filtradas en el laboratorio para obtener la concentración de sedimento en suspensión (CSS).

4. BALANCE SEDIMENTARIO DEL BAJO EBRO

El balance de sedimentos llevado a cabo en la cuenca del bajo Ebro tiene en cuenta el transporte de sedimentos aguas arriba del embalse de Mequinenza, los principales flujos sedimentarios que entran en el embalse de Ribarroja (afluentes), y el tránsito de estos sedimentos a lo largo de varias secciones aguas abajo del complejo de presas. La figura 1 resume el balance de sedimentos del área de estudio, representando los principales flujos sedimentarios durante el período de estudio.
La carga sedimentaria en SMS se obtuvo mediante la aplicación de la relación Q - SSC. La carga sedimentaria estimada para el río Ebro aguas arriba del embalse de Mequinenza (es decir, SMS) fue de $2{,}0 \times 10^6$ t para el período 2008-2011. Sin embargo, el gran tamaño y la capacidad del embalse de Mequinenza favorecieron la sedimentación de la mayor parte de la carga sedimentaria transportada por el Ebro.
La fracción de la carga sedimentaria que atraviesa el embalse de Mequinenza llega al embalse de Ribarroja. Aplicando las tasas de retención obtenidas por Roura (2004) para este mismo embalse (95 %), nuestras estimaciones indican que $0{,}1 \times 10^6$ t atraviesan este embalse durante el período 2008-2011.
Ya en el embalse de Ribarroja, el Ebro recibe los dos principales afluentes que drenan la Cordillera Pirenaica. La carga sedimentaria de estos dos ríos durante los tres años del periodo de estudio fue $0{,}49 \times 10^6$ t. En concreto, la carga en SEMS (río Segre) durante el período de estudio fue de $0{,}13 \times 10^6$ t, mientras que en TOMS (río Cinca) fue $0{,}36 \times 10^6$ t. Aproximadamente 28 km aguas abajo se encuentra la confluencia del río Matarraña (incluyendo su principal afluente, el Algars) con el embalse de Ribarroja. La carga sedimentaria total de estos afluentes fue de 2.260 t, de las cuales 1.426 t fueron registradas en NMS (río Matarraña) y las 834 toneladas restantes se corresponden con las registradas en BMS (río Algars). Así, la carga sedimentaria que entra en el embalse de Ribarroja fue aproximadamente de $0{,}60 \times 10^6$ t para el período 2008-2011.
Aunque en menor medida que en el embalse de Mequinenza, gran cantidad del sedimento en suspensión que entra en el embalse de Ribarroja queda atrapado.
La carga sedimentaria transportada por el río se ha visto fuertemente afectada por los embalses de Mequinenza y Ribarroja. En RMS (sección de control localizada en el embalse de Flix, aguas abajo de la presa de Ribarroja) la carga transportada es de $0{,}13 \times 10^6$ t. Este valor representa un 5% de la carga transportada aguas arriba de las presas, en SMS.
A medida que bajamos rio abajo, la carga sedimentaria aumenta sección a sección, registrando una carga total en AMS y PAMS cercana a $0{,}17 \times 10^6$ t y en MEMS de $0{,}22 \times 10^6$ t. Este incremento en la carga proviene de la erosión del cauce aguas abajo de las presas. En el caso de MEMS, este aumento podría venir por las infrecuentes, pero cuantiosas contribuciones del río Siurana.

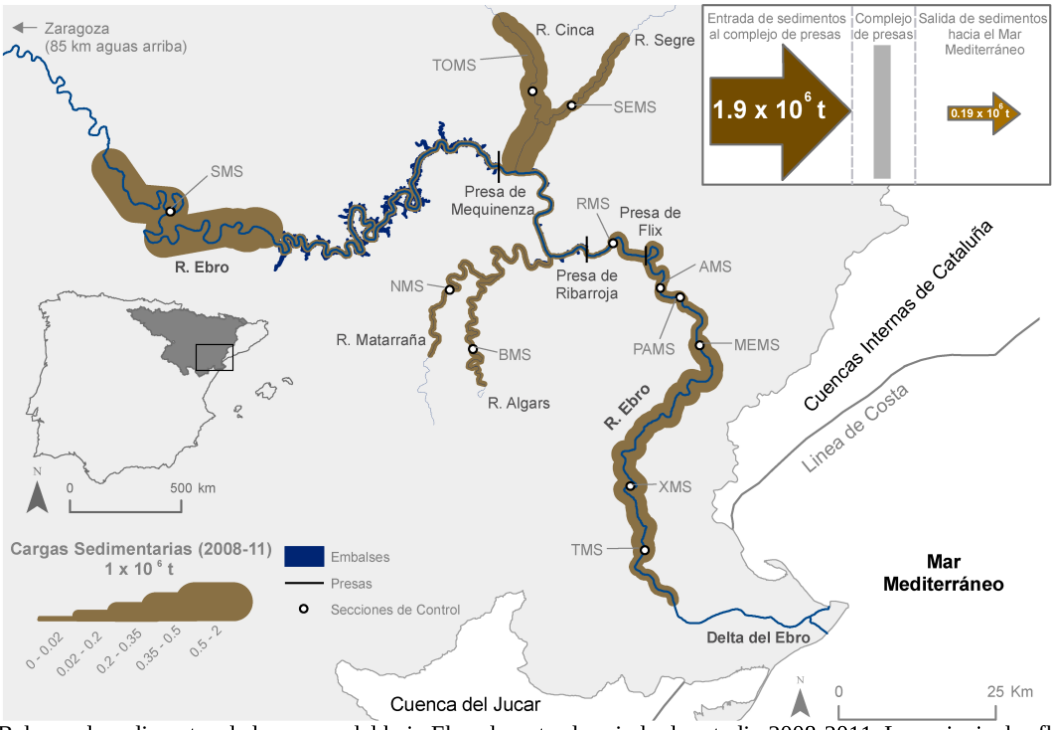


Fig. 1. Balance de sedimentos de la cuenca del bajo Ebro durante el periodo de estudio 2008-2011. Los principales flujos de sedimentos están indicados y escalados, así como las iniciales de las diferentes secciones de control en el bajo Ebro y sus principales tributarios.

Fig. 1. The sediment budget of the lower Ebro catchment for the 2008-2011 period. The main sediment fluxes are indicated and scaled, as well as the initials of the different monitoring sections in the lower Ebro and its main tributaries

Finalmente, en el tramo entre MEMS y las secciones localizadas más aguas abajo del tramo de estudio (XMS y TMS) la carga se va reduciendo ligeramente (0,21 x 10^6 t en XMS y 0,19 x 10^6 t en TMS).

5. CONCLUSIONES

Este balance de sedimentos proporciona información clave para entender el comportamiento sedimentario de un gran río regulado, destacando el papel crucial que desempeñan procesos tales como la sedimentación en embalses, la erosión del cauce y las aportaciones de tributarios efímeros. Este conocimiento debe ser considerado como una base para el diseño y mejora de estrategias para la gestión de los sedimentos en el bajo Ebro hacia una renaturalización del régimen sedimentario de este río.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por el Ministerio Español de Educación y Ciencia, y el Ministerio de Economía y Competitividad por medio de diversos proyectos. Un agradecimiento especial a la Confederación Hidrográfica del Ebro y Endesa Generación SA por suministrar los datos requeridos para la realización de este trabajo.

REFERENCIAS

Collins, B.D. y Dunne, T. 1989. Gravel transport, gravel harvesting, and channel-bed degradation in rivers draining the southern Olympic Mountains, U.S.A. Environ Geol Water S 13:213–224

Dietrich, W.E. y Dunne, T. 1978. Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. Z Geomorphol Suppl 29:191–206

Leopold, L.B., Wolman, M.G., Miller, J.P. 1964. Fluvial processes in geomorphology. W. H. Freeman, San Francisco, 522 p

Roura, M. 2004. Incidència de l'embassament de Mequinensa en el transport de sòlids en suspensió i la qualitat de l'aigua del riu Ebre. Tesis. Universitat de Barcelona

Tena, A., Batalla, R.J., Vericat, D. 2012. Reach-scale suspended sediment balance downstream from dams in a large Mediterranean river. Hydrological Sciencies Journal 57:1–19

Vericat, D. y Batalla, R.J. 2006. Sediment transport in a large impounded river: the lower Ebro River, NE Iberian Peninsula. Geomorphology 79:72–92

Walling, D.E. 2006. Human impact on land-ocean sediment transfer by the world's rivers. Geomorphology 79:192–216.

PATRONES DE HISTÉRESIS DE SEDIMENTOS EN SUSPENSIÓN EN UNA CUENCA MEDITERRANEA DE MONTAÑA

Suspended sediment hysteresis patterns in a Mediterranean mountainous basin

J. Tuset[1,2], D. Vericat[1,2,3,5] y R.J. Batalla[1,2,3,4]

1 Fluvial Dynamics Research Group (RIUS; www.fluvialdynamics.com)
2 Centre Tecnològic Forestal de Catalunya, E-25280, Solsona
3 Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida, E-25198, Lleida
4 ICRA: Institut Català de Recerca de l'Aigua, E-17003, Girona
5 Institute of Geography and Earth Sciences, Aberystwyth University, Ceredigion SY23 3DB, Wales, UK

Abstract: In this paper we analysed suspended sediment dynamics in the Ribera Salada basin during three consecutive years. Hydrosedimentary information was recorded continuously at the hydrometric station of Inglabaga. The spatial distribution of the precipitation was obtained from images of daily rainfall fields obtained by means of radar information. Relationships between suspended sediment concentration and discharge at the event scale have been studied by means of the hydrographs and the sedigraphs obtained in the Inglabaga monitoring station. These have been classified based on Williams (1989) and Lawler *et al.* (2006). The results confirm that (i) the relationship between water and sediment yield is clearly different depending on the season of the year, (ii) cycles of sediment production-deposition-depletion are found at the annual scale and, finally, (iii) the majority of the sediment sources are located far from the monitoring station.

Palabras clave: dinámica de los sedimentos en suspensión, análisis de histéresis, radar, cuenca del Ebro, Ribera Salada
Key words: suspended sediment dynamics, hysteresis analysis, radar, Ebro basin, Ribera Salada

1. INTRODUCCIÓN

La evacuación de los sedimentos a través de los ríos no es un proceso constante en el tiempo, en general se produce en oleadas durante eventos hidrológicos individuales y competentes. La competencia de las crecidas, junto con la disponibilidad de sedimentos, explica parte de la dinámica del transporte de sedimentos. En el caso de los sedimentos finos, su exportación no depende tanto de la competencia del flujo sino de la disponibilidad de las fuentes suministradoras. El conocimiento de estas fuentes de sedimento juega un papel fundamental para los agentes responsables de la gestión y/o el control de sus aportaciones. El estudio de la dinámica del transporte de sedimentos es determinante para numerosos aspectos (e.g. estudios de hábitat físico, estudios de transportes de contaminantes de origen difuso; Walling y Collins, 2008). La tipología y características del área fuente de los sedimentos (e.g. pastizales, zonas de cultivo, etc.) es fundamental para la comprensión de los procesos responsables de su movilización (e.g. erosión laminar, erosión del cauce, Walling, 2013). El análisis de los patrones de transporte de sedimentos en suspensión dentro de los eventos hidrológicos (i.e. patrones de histéresis) ofrece la posibilidad de entender el papel de las áreas fuente, los principales mecanismos de transporte y su variabilidad temporal (Williams, 1989). En este trabajo se analiza la dinámica de sedimentos en suspensión en la cuenca de la Ribera Salada durante tres años consecutivos.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca de la Ribera Salada se encuentra al sur del Prepirineo catalán, NE de la Península Ibérica (Figura 1). Ocupa una extensión de 224 km^2 antes de su confluencia con el río Segre en el embalse de Rialb (cuenca del Ebro). Tiene un desnivel de casi 2000 metros (de 420 a 2386 m) y predomina el clima mediterráneo de montaña, con rasgos subalpinos en las cabeceras. La

precipitación media anual es de 763 mm. La estación con mayor precipitación es la primavera y la menor el invierno. El sustrato geológico está compuesto por conglomerados masivos y materiales muy fracturados de origen calcáreo en las cabeceras. Los suelos son delgados y con una notable pedregosidad (Verdú *et al.*, 2000). La cobertura vegetal es principalmente forestal (89,8%) y agrícola (9,7%).

La estación hidrométrica de Inglabaga drena un área de 114,5 km^2. La Ribera Salada tiene un régimen perenne con un caudal medio de 0,5 m^3 s^{-1} (Vericat y Batalla, 2010). En general, el lecho del río se encuentra acorazado (Batalla *et al.*, 2010). El material superficial está compuesto de gravas y guijarros (D_{50} = 56 mm) y presenta parches de arena y de gravas (D_{50} = 1,2 mm) en un 20 % de su superficie (Mueller *et al.*, 2008).

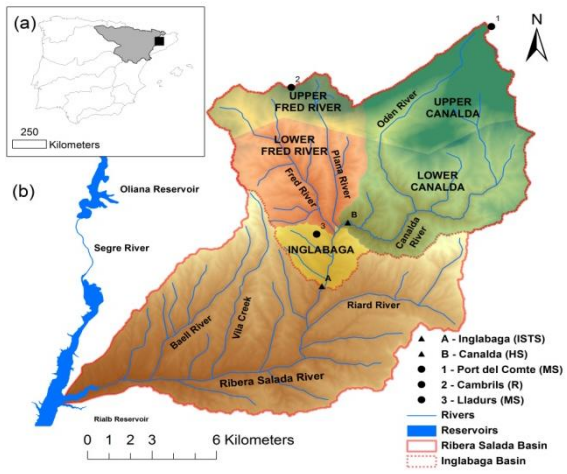


Fig. 1. (a) Localización de la cuenca de la Ribera Salada. (b) Ubicación de las estaciones hidrológicas (Δ) y meteorológicas (O).

Fig. 1. (a) Location of the Ribera Salada. (b) Position of the hydrological (Δ) *and meteorological* (O) *stations.*

3. APROXIMACIÓN METODOLÓGICA

El estudio se basa en el análisis de la dinámica del sedimento en suspensión en la cuenca de la Ribera Salada entre el noviembre del 2005 al noviembre del 2008.

3.1. Adquisición de datos

La estación de Inglabaga cierra el área de estudio, en la que se registraron datos del nivel del agua (Druck 1730 – PDCR) y de la turbidez (Analite NEP9350) en continuo (registro cincominutal). Los valores de profundidad de agua (i.e. d) se transformaron a caudal (i.e. Q) mediante una recta de tarado obtenida con la combinación de aforos de campo y modelización. Se obtuvieron un total de 367 muestras de agua (ISCO 3700) durante crecidas para el cálculo de la concentración de sedimento en suspensión (CSS) y la posterior calibración del turbidímetro. Dicha calibración se ha utilizado para convertir los datos de turbidez a CSS (Vericat y Batalla, 2010).

Los pluviómetros del Port del Comte (2316 m), Cambrils (1760 m) y Lladurs (785 m) proporcionaron la intensidad horaria de la precipitación en cada evento (ver localización en Figura1). El volumen y la variabilidad espacial de la precipitación diaria fueron extraídas a través de campos de precipitación obtenidos por la combinación de los registros históricos de precipitación de múltiples estaciones meteorológicas y los patrones de precipitación diaria identificados en imágenes de radar (Coll, 2010). Este producto ha sido desarrollado por el CRAHI, UPC) y facilitado por la Agencia Catalana del Agua.

3.2. Análisis de la relación Q-CSS

Para analizar la dinámica de los sedimentos en suspensión se clasificaron las relaciones Q-CSS para cada evento con los patrones de histéresis definidos en el trabajo de Williams (1989). La clasificación se hizo de forma gráfica. En algunos casos, la identificación del patrón no fue evidente, en estos casos se calculó para el índice de histéresis según Lawler *et al*. (2006). El índice de histéresis (Himid) permite cuantificar la magnitud y dirección de la histéresis.

3.3. Cálculo de la tensión de corte

Con el aumento del caudal la tensión de corte se incrementa, se inicia la movilidad del material del lecho y la coraza empieza a desestabilizarse. En estas circunstancias el cauce empieza a subministrar material de un calibre relativamente inferior al del lecho (i.e. arena) y este comienza a contribuir al transporte de sedimentos. Dadas estas condiciones se puede hipotetizar que la rotura de la coraza podría incrementar substancialmente la disponibilidad y la carga de sedimento fino. Vericat y Batalla (2010) estiman el umbral crítico para la movilización del tamaño de la partícula media (D_{50}) de la coraza alrededor de los 41 N m^{-2}.

Con el objetivo de calcular la competencia de los diferentes caudales de crecida e identificar el inicio de la inestabilidad de la coraza, se utilizó el modelo hidráulico HEC-RAS versión 4.1, (Hydrologic Engineering Center, Army Corps of Engineers; HEC, 2010).

4. RESULTADOS PRELIMINARES

4.1. Patrones temporales del transporte de sedimentos en suspensión

La carga total de sedimentos en suspensión para el periodo 2005-2008 fue de 1.466 toneladas, lo que corresponde a un promedio anual de 488,7 toneladas (CV = 0,29; 4,3 t km^{-2} $año^{-1}$). Estos resultados se encuentran por debajo del percentil 25 en la producción de sedimentos en suspensión según el trabajo de Vanmaercke *et al*. (2012) y considerando la Ribera Salada como una cuenca perteneciente a la región mediterránea. Esta simple comparación refleja una escasa actividad sedimentaria. El transporte de sedimentos en suspensión alcanza su máximo estacional en primavera con 232,1 toneladas y el mínimo en invierno con 24,9 toneladas. Solo el 54% de la carga sólida anual es transportada durante crecidas (i.e. 780 toneladas), evidenciando el papel de la carga atribuida al caudal base (transporte marginal). Este varía en función de la estación del año (e.g. 32% en primavera y 70 % en invierno) y de la actividad hidrometeorológica del año. A escala de crecida, la CSS media es de 0,094 g l^{-1} mientras que se superan los 2 g l^{-1} en 5 ocasiones. La CSS máxima es de 3 g l^{-1}.

4.2. Dinámica del sedimento en suspensión

4.2.1. Dinámica a escala mensual

Los ciclos de suministro-sedimentación-agotamiento ocurren a escala anual. Estos ciclos se observan en la relación entre la carga sedimentaria y la aportación o escorrentía mensual. Esta relación (Figura 2) presenta un doble bucle; uno de finales de invierno hasta finales de junio y otro más corto de julio a octubre. El comportamiento mensual entre las aportaciones de sedimento y de agua describe un patrón de histéresis en forma de ocho, evidenciando la existencia de varias fuentes de sedimentos con un periodo de suministro-sedimentación-agotamiento claramente diferente.

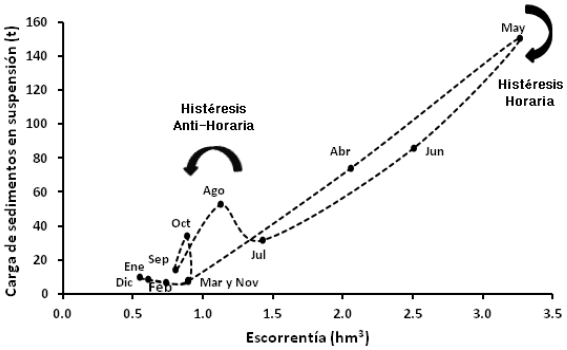


Fig. 2. Bucle de histéresis mensual de la carga de sedimentos en suspensión para todo período de estudio.
Fig. 2. Monthly hysteresis loop of suspended sediment load for all study period.

4.2.1. Dinámica a escala de evento

Un total de 72 crecidas fueron clasificadas: 38 siguieron un patrón de histéresis en sentido anti-horario, 18 un patrón en sentido horario, 6 un patrón en forma de ocho y 2 un patrón lineal. El resto de eventos (8 casos) no siguieron ningún patrón claro.

Los datos de precipitación (intensidad y ubicación) han sido utilizados para examinar la localización de las principales áreas fuente de sedimentos y el análisis de los principales mecanismos de transporte. La variabilidad espacial de la precipitación se analizó de manera específica mediante la división del área de estudio en 5 subcuentas (Figura 1).

Las principales fuentes y mecanismos que explican cada patrón son:

Anti-horario: la fuente de sedimentos se encuentra en el extremo más alejado de la zona que mayormente contribuye en la generación de escorrentía superficial, y por lo tanto, los sedimentos alcanzan la corriente durante la recesión del hidrograma.

Horario: La causa principal y más recurrente que explicaría este patrón es la movilización del material que ha quedado depositado en el cauce y zonas protegidas por las crecidas precedentes por la imposibilidad de ser transportado por las mismas. En otros casos, el patrón de histéresis horaria es debido a la localización de la máxima intensidad horaria de la precipitación en un punto cercano a la salida de la cuenca. En circunstancias menos frecuentes, la tensión crítica de la coraza es superada por la tensión de corte de la avenida, produciendo una desestabilización del lecho que deja parte del

material subsuperficial susceptible de ser transportado aguas abajo (Figura 3.), modificando la estructura sedimentaria para las crecidas subsecuentes.

Forma de ocho: Patrón causado por una crecida con i) un patrón horario y uno anti-horario, o ii) por un patrón anti-horario donde el sedimento pierde tota relación con la escorrentía en la recesión.

Lineal: Se producen después de veranos con una alta actividad sedimentaria en eventos con lluvias generales (escala de cuenca) y con un dinamismo de bajo nivel hidrológico y sedimentario.

Sin Patrón: Incluyen las crecidas con ninguna respuesta sedimentaria al aumentar el valor del caudal. Todos los casos se producen entre noviembre y marzo.

Los resultados confirman que la mayoría de las fuentes de sedimentos se encuentran muy lejos de la estación de monitoreo y que la relación entre Q-CSS es claramente estacional. Así mismo, los resultados permiten una mejor comprensión de las relaciones entre precipitación, escorrentía, y generación y transporte de sedimentos en cuencas Mediterráneas perennes.

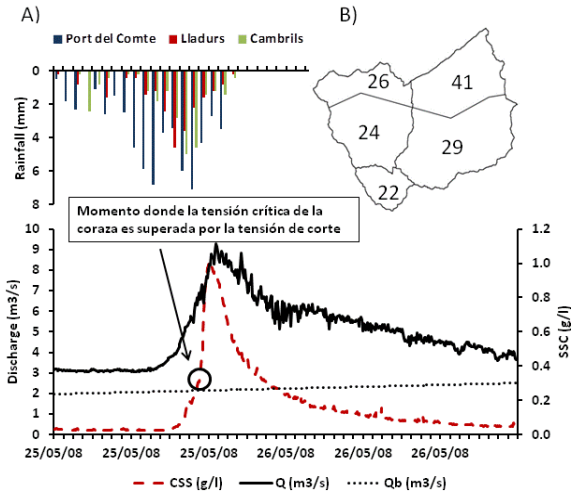


Fig. 3. A) Distribución de la intensidad de precipitación, del caudal, del caudal base y de la CSS de la crecida del 16/06/2006. B) Distribución de los campos de lluvia en las 5 subcuencas analizadas (16/06/2006).

Fig. 3. A) Distribution of the rainfall intensity, discharge, base flow and SSC of the flood registered on 16/06/2006. B) Rainfall distribution during the of 16/06/2006 event.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del Convenio entre L'Agència Catalana de l'Aigua y el Centre Tecnològic Forestal de Catalunya para el estudio de la dinámica fluvial en las Cuencas Intercomunitarias del Segre-Ebro en Cataluña. Por último, el segundo autor está contratado mediante el programa Ramón y Cajal (RYC-2010-06264) del Programa Nacional de Contratación e Incorporación de Recursos Humanos de Investigación.

REFERENCIAS

Batalla, R.J., Vericat, D., Gibbins, C.N., Garcia, C. 2010. Incipient Bed-Material Motion in a Gravel-Bed River: Field Observations and Measurements. En: Gray, J.R., Laronne, J.B., Marr, J.D.G. (Eds): Bedload-surrogate monitoring technologies. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 5091, 52-66.

Coll, J. 2010. Desenvolupament i aplicació d'una metodologia per a la reconstrucció de camps de pluja diaris sobre tot Catalunya des de l'any 1941 fins al 2010. Máster, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona.

Hydrologic Engineering Center. 2010. HEC-RAS, River Analysis System Hydraulic Reference Manual. CPD-69, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, 417.

Lawler D.M., Petts G.E., Foster I.D.L., Harper S. 2006. Turbidity dynamics during spring storm events in an urban headwater river system: the Upper Tame, West Midlands, UK. The Science of the total environment 360 (109), 26.

Mueller, E., Batalla, R., Garcia, C., Bronstert, A. 2008. Modeling Bed-Load Rates from Fine Grain-Size Patches during Small Floods in a Gravel-Bed River. J. Hydraul. Eng. 134 (10), 1430–1439.

Vanmaercke, M., Maetens, W., Poesen, J., Jankauskas, B., Jankauskiene, G., Verstraeten, G., de Vente, J. 2012. A comparison of measured catchment sediment yields with measured and predicted hillslope erosion rates in Europe. Journal of Soils and Sediments 12, 586-602.

Verdú, J.M., Batalla, R.J., Poch, R.Mª. 2000. Dinámica erosiva y aplicabilidad de modelos físicos de erosión en una cuenca de montaña mediterránea (Ribera Salada, cuenca del Segre). Pirineos 155, 33-57.

Vericat, D., Batalla, R.J. 2010. Sediment transport from continuous monitoring in a perennial Mediterranean stream. Catena 82, 77-86.

Walling D. E., Collins A.L. 2008. The catchment sediment budget as a management tool. Environ Sci Policy 11 (136), 143.

Walling, D. E. 2013. The evolution of sediment source fingerprinting investigations in fluvial systems. Journal of soils and sediments 13 (10), 1658-1675.

Williams, G.P. 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. Journal of Hydrology 111, 89–106.

EFECTO DE LAS HIDROPUNTAS SOBRE LA MOVILIDAD DEL CAUCE DE UN RÍO DE MONTAÑA: LA NOGUERA PALLARESA EN ESTERRI D'ÀNEU (PIRINEO CATALÁN)

Effects of hydropeaking on bed mobility in a mountain river: The River Noguera Pallaresa (Catalan Pyrenees)

D. Vericat [1,2,5], R.J Batalla [1,2,3,] y A. Palau[4, 1]

1 Fluvial Dynamics Research Group (RIUS), Department of Environment and Soil Sciences, University of Lleida, Lleida, Catalunya, España.
2 Forestry and Technology Centre of Catalonia, Solsona, Catalunya, España.
3 Institut Català de Recerca de l'Aigua, Girona, Catalunya, España.
4 ENDESA Generación S.A.
5 Institute of Geography and Earth Sciences, Aberystwyth University,Wales, UK

Abstract: Morphosedimentary characteristics and bed mobility patterns of a mountain river section are analyzed in order to determine the effects of hidropeaking on channel dynamics. The observed processes are summarized in two mobility models: (M1) a size-dependent model in which particle displacement is opposite to its size. This model is attributed to low magnitude floods and the entire hydropeaking scheme, and determines the amount and compositions of patches of fine material. (M2) A hydraulic dependent model in which the magnitude of displacement is not related to the size of the particles mobilized. This pattern is attributable to high magnitude floods and controls sediment availability in the reach impacted by hydropeaking. The combination of these mobility models generates counterclockwise hysteresis cycles in the availability of finer sediments in relation to the time elapsed since the last competent event. Understanding these cycles are of great interest for the design of river restoration measures since may control the availability of physical habitat.

Palabras clave: movilidad, sedimentos, hidropuntas, morfología, hábitat
Key words: mobility, sediments, hydropeaking, morphology, habitat

1. INTRODUCCIÓN

Los ríos transportan agua y sedimentos desde sus cabeceras (i.e. áreas fuente) hasta las áreas de deposición (e.g. barras fluviales, llanuras de inundación; Schumm, 1977). La transferencia de agua y sedimentos ocurre de manera continua en el espacio y episódica en el tiempo. La dinámica temporal en la transferencia a lo largo del continuo fluvial está determinada por el régimen de crecidas.

La movilidad de los sedimentos de los cauces no es un proceso lineal con la intensidad hidráulica de las crecidas. Son numerosos los elementos que afectan a la movilidad, entre los que destacan la estructura sedimentaria y variabilidad granulométrica superficial. Dicha variabilidad de tamaños supone que, teóricamente, no haya un umbral de movilidad de los sedimentos único, y que un incremento de la hidráulica del flujo no signifique un aumento del transporte (carga sedimentaria) de manera proporcional. De la misma forma, el umbral de movimiento de los sedimentos puede estar influenciado, no solo por el tamaño de éstos, sino también por la estructura sedimentaria (e.g. Vericat et al., 2008).

El transporte incipiente de parte de los materiales superficiales difícilmente pueda modificar la morfología fluvial, aunque sí que puede determinar procesos locales muy importantes para el hábitat fluvial; siendo de especial interés la movilidad selectiva de los sedimentos del cauce y la consecuente re-estructuración de éstos a micro-escala. Por ejemplo, estos episodios, normalmente de baja magnitud pero de elevada frecuencia, generan un cambio en la extensión y características de los parches de materiales finos superficiales. Los parches granulométricos superficiales (del

inglés *patch*) corresponden a agrupaciones de arenas y gravas finas alrededor de sedimentos de mayor calibre que generan un efecto de protección y favorecen su sedimentación (Garcia et al., 1999). La complejidad granulométrica y las características hidráulicas alrededor de estas estructuras son de gran interés para los macroinvertebrados, cuya movilidad puede condicionar la deriva y agotamiento de los mismos (Gibbins et al., 2007).

Los procesos de movilidad parcial del cauce son frecuentes en tramos impactados antrópicamente en los que las condiciones del caudal cambian asociados al impacto y no al régimen natural del río. Es el caso de tramos fluviales afectados por hidropuntas (del inglés *hidropeaking*), variaciones rápidas del caudal debidas a la generación de electricidad mediante mini-centrales, o aguas abajo de embalses. En estos casos, el incremento del caudal se realiza en un contexto de no continuidad en la transferencia de sedimentos; por lo que la movilidad en los puntos afectados por las sueltas no será compensado por el suministro de sedimentos desde aguas arriba. Esta situación genera un déficit sedimentario, i.e. una exportación neta de sedimentos sin reemplazamiento desde aguas arriba. Este déficit puede ser mitigado por crecidas naturales que aporten sedimentos desde aguas arriba y propicien un nuevo aumento de la disponibilidad de estos tamaños y de la aparición de las estructuras sedimentarias asociadas (e.g. parches de materiales finos).

2. OBJETIVOS, ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

Los **objetivos** de este estudio son (a) la caracterización granulométrica de distintos tramos del río Noguera Pallaresa con y sin impacto de hidropuntas; y (b) el estudio de la movilidad de los sedimentos del cauce en cada tramo asociado a crecidas naturales de distinta magnitud y/o a los cambios hidráulicos que generan las hidropuntas; con especial énfasis el estudio de la variabilidad espacial del efecto de las hidropuntas relacionado con la laminación de las hidropuntas aguas abajo y/o al papel de los tributarios en cuanto al suministro de sedimentos.

El estudio se ha realizado en un **tramo** de la Noguera Pallaresa en Esterri d'Àneu (Pirineo Catalán). Se han caracterizado y monitorizado un total de 4 tramos: un tramo sin impacto de hidropuntas (P1) y 3 tramos (P2, 3 y 4) con impacto en los que existe un gradiente longitudinal de reducción del impacto que está relacionado con los tributarios y la distancia desde la central (Figura 1).



Figura 1. Vistas de los tramos de estudio. El tramo P1 corresponde al tramo sin efecto de las hidropuntas; los tramos posteriores (P2,3 y 4) están afectados por las hidropuntas.
Figure 1. Views of the study sites. P1 corresponds to the reach upstream the bydropeaking. The other are located downstream 8P2, 3 and 4).

La **metodología** integra (a) el levantamiento topográfico del cauce (i.e. RTK-GPS); (b) la cuantificación y caracterización de los distintos componentes granulométricos del lecho (i.e. transectos lineales, métodos volumétricos), (c) la monitorización de variables hidráulicas (i.e. sensores de nivel), (d) el control de la movilidad de los sedimentos mediante trazadores (i.e. trazadores pintados y radiotransmisores pasivos tipo RFID), y (e) la modelización hidráulica de escenarios de caudal (i.e. mediante Hec-Ras). No se presentan los detalles específicos metodológicos debido a la limitación del espacio, pero serán detalladamente ilustrados en la presentación.

3. RESULTADOS

3.1. Morfología, granulometría y movilidad.

Los tramos de estudio se caracterizan como de cantos y gravas con presencia de bloques estructurales inmóviles, y parches de arenas y gravas finas. Según la clasificación morfológica de Montgomery y Buffington (1998), el tramo sin el efecto de las hidropuntas se puede

clasificar como un tramo con una tipología *step-pool* (salto-poza) en la que la deposición de sedimentos y su estructura sedimentaria está influenciada por bloques estructurales inmóviles. Los tramos con efecto de hidropuntas tienen una tipología de transición entre *step-pool* y *riffle-pool* (rápido-poza) en el que la influencia de los elementos estructurales sobre la sedimentación es menor, aunque sigue siendo importante para el componente de gravas finas y arenas.

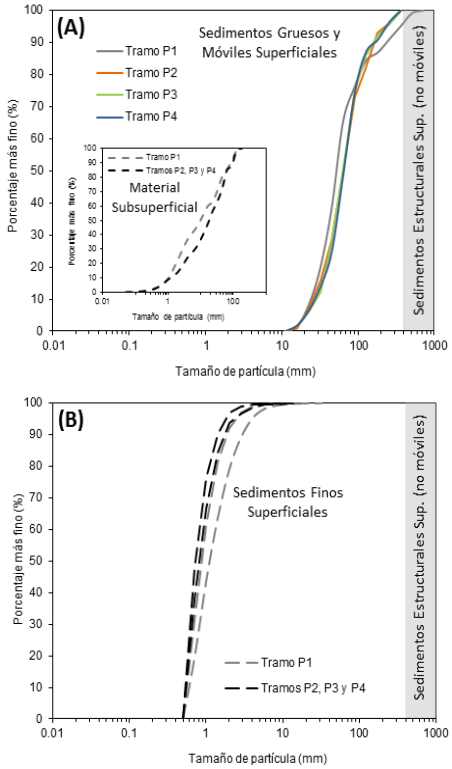


Figura 2. Curvas granulométricas de los tramos de estudio: (A) sedimentos gruesos y móviles superficiales y materiales superficiales estructurales. (B) Curvas granulométricas para los sedimentos finos ubicados en parches representativos.
Figure 2. Grain Size Distributions (GSD) of the study sites: (A) structural and mobile sediments. (B) GSD of the patches of fine materials.

Los patrones de movilidad observados durante el período de estudio no han generado una re-estructuración del cauce ni de su morfología. La movilidad observada controla la disponibilidad y evolución de estructuras sedimentarias de gran interés para la disponibilidad del hábitat, pero no ha tenido incidencia sobre la topografía general del lecho del río. Los datos muestran como existen dos modelos de movilidad principales: **(M1)** Modelo tamaño-dependiente no condicionado por la hidráulica en el que el desplazamiento de los sedimentos es inverso al tamaño de los mismos. Este modelo se atribuye a crecidas de baja magnitud y a la totalidad del régimen de hidropuntas. Afecta mayoritariamente a los sedimentos superficiales finos. Estos sedimentos se agrupan en estructuras sedimentarias (parches). Se trata de un modelo de movilidad altamente dependiente de la disponibilidad de sedimentos. **(M2)** Modelo hidráulico-dependiente en el que la magnitud del desplazamiento de los sedimentos no está relacionado con su tamaño. Se trata de un modelo atribuible a crecidas de elevada magnitud con capacidad de movilizar la mayoría de los componentes granulométricos (móviles). Se trata de un modelo relativamente poco frecuente. La alta movilidad puede determinar la rotura de la coraza superficial y el suministro de materiales subsuperficiales. El modelo tiene incidencia sobre nuevas estructuras sedimentarias y sobre la disponibilidad de sedimentos.

3.2. Variabilidad en la disponibilidad de sedimentos en el cauce

La combinación de los distintos modelos de movilidad genera unos ciclos de histéresis anti-horaria en la disponibilidad de sedimentos finos (arenas y gravas) en relación al tiempo transcurrido desde el último evento de movilidad total (Figura 3). Estos ciclos son atribuidos a los tramos bajo influencia de hidropuntas. En los tramos sin influencia de hidropuntas existe un equilibrio dinámico en la disponibilidad de sedimentos finos debido a que los episodios competentes son generados desde aguas arriba. Existe una transferencia y continuidad en el transporte de sedimentos. En los tramos con impacto de hidropuntas existe una pérdida de disponibilidad de sedimentos diaria debido a que las hidropuntas disponen de suficiente competencia para movilizar los sedimentos finos. En este caso no existe aporte desde aguas arriba. La amplitud de la histéresis (la pérdida de disponibilidad) se reduce aguas abajo como consecuencia del aporte adicional de los tributarios y a la probable laminación de las hidropuntas. La aparición de una crecida con movilidad total re-estructura los sedimentos y crea una nueva situación de disponibilidad en todos los tramos (líneas discontinuas en la figura 3).

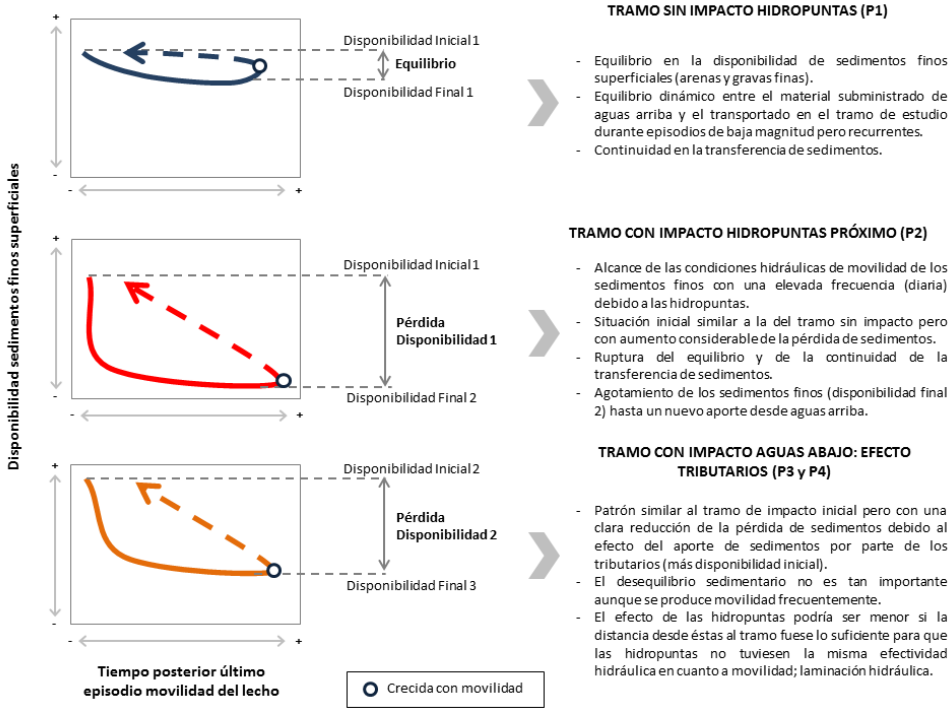


Figura 3. Diagrama conceptual de la dinámica de movilidad en el tiempo y en el espacio. Se hace especial énfasis en la pérdida de disponibilidad de sedimentos con el tiempo y a su potencial recuperación a partir de los inputs de los tributarios y el suministro durante crecidas con elevada movilidad (estos diagramas se basan en las observaciones de campo).

Figure 3. Conceptual diagram representing the observed temporal and spatial variability of bed mobility. Spatial emphasis

4. CONSIDERACIONES FINALES Y RECOMENDACIONES

A partir de este estudio se desprenden una serie de recomendaciones de actuación y gestión que pueden ser de gran interés para el desarrollo de medidas de restauración para la mejora de la disponibilidad de hábitat físico en tramos de gran interés ecológico como es el caso del tramo estudiado. Entre las recomendaciones destacan: (R1) el estudio detallado de los patrones de movilidad de las fracciones granulométricas más influyentes en la cantidad y calidad del hábitat de interés (ictícola en el caso de este estudio). (R2) El estudio detallado del aporte sedimentario de los tributarios (magnitud y frecuencia) y su transferencia aguas debajo de las zonas de impacto de hidropuntas. (R3) La realización de modelos hidráulicos continuos de todo el tramo (no impacto e impacto) para la mejora del diseño de las actuaciones siguientes y para el estudio de la efectividad de las propuestas. (R4) Inyección de gravas (finas) adecuadas para la mejora del hábitat (y mantenimiento de las áreas de freza de peces en caso de este estudio). (R5) La experimentación para el diseño de hidrogramas de hidropuntas adecuados a la granulometría y movilidad del cauce, y a la conservación del hábitat.

Agradecimientos

La presente investigación se ha realizado en el marco de un convenio de colaboración con ENDESA Generación. El primer autor disfruta de un contrato Ramón y Cajal (RYC- 2010- 06264). Se agradece especialmente la ayuda de los miembros del grupo de investigación RIUS y de Mark Smith.

REFERENCIAS

Garcia, C., Laronne, J.B, Sala, M. 1999. Variable source areas of bedload in a gravel-bed stream. Journal of Sedimentary Research, 69 (1): 27–31.

Gibbins, C., Vericat, D., Batalla, R.J. 2007. When is stream invertebrate drift catastrophic? The role of hydraulics and sediment transport in initiating drift during flood events. Freshwater Biology, 52: 2369–2384.

Montgomery, D.R. and Buffington, J.M. 1998. Channel Processes, classification, and response. En: Naiman, R.J., Bilby, R.E. (Eds.): River Ecology and Management. Lessons from the Pacific Coastal Ecoregion. Springer Verlag, New York, NY, 13-42.

Schumm, S.A. 1977. The fluvial system. John Wiley and Sons, New York. 338p.

Vericat, D., Batalla, R.J., Gibbins, C.N. 2008. Sediment entrainment and depletion from patches of fine material in a gravel-bed river, Water Resour. Res., 44, W11415, doi:10.1029/2008WR007028.

COUPLING CHANNEL MORPHOLOGY AND ECOLOGICAL DIVERSITY IN A GRAVEL BED RIVER: MORPHSED CONCEPTUAL APPROACH AND EXPERIMENTAL DESIGN

Dinámica morfosedimentaria y diversidad ecológica en un río de gravas: la aproximación conceptual y el diseño experimental de MorphSed

D. Vericat [1,2,12], R.J Batalla [1,2,3], C.N. Gibbins [4], J. Brasington, J.[5], A. Tena[1], M. Béjar[1], E. Muñoz-Narciso[1], E. Ramos[1], G. Lobera[1], C. Buendia[3,1], J.A. López-Tarazón [6,1], M. Smith[7], J. Wheaton[8], R. López[9], J. Verdú[10,1] and A. Palau[11, 1]

1 Fluvial Dynamics Research Group (RIUS), Department of Environment and Soil Sciences, University of Lleida, Lleida, Catalunya, España.
2 Forestry and Technology Centre of Catalonia, Solsona, Catalunya, España.
3 Institut Català de Recerca de l'Aigua, Girona, Catalunya, España.
4 Northern Rivers Institute, Department of Geography and Environment, Aberdeen University, Scotland, United Kingdom.
5 School of Geography, Queen Mary University of London, London, United Kingdom.
6 School of Natural Sciences & Psychology, Liverpool John Moore University, United Kingdom.
7 School of Geography, Leeds University, United Kingdom.
8 Department of Watershed Sciences, Utah State University, USA.
9 Department Agroforestry Engineering, University of Lleida.
10 Agencia Catalana del Agua (ACA).
11 ENDESA Generación S.A.
12 Institute of Geography and Earth Sciences, Aberystwyth University,Wales, UK

Abstract: In this paper we present the conceptual approach and experimental design of MorphSed. The study reach extends over a length of more than 10 kilometers. Physical (i.e. geomorphic) and ecological processes and their spatio-temporal dynamics in unaltered sections and mined reaches will be compared. A multi-event dataset is being obtained in order to establish links between physical and ecological processes at scales integrated from the micro-habitat to the reach scale. These links will be a key goal for progress towards the system-scale understanding of the interactions between river disturbance and ecological responses, and provide the basis for an integrated methodology that can be used to aid prediction, management and restoration of human stressed fluvial systems.

Key words: morphosedimentary dynamics, ecological status, gravel-bed, channel disturbance, catchment management

1. RATIONALE

1.1. Sediments, morphology and ecological diversity

Fluvial sediments can be divided on the basis of their role on channel morphology into (a) bed material and (b) wash material (Church, 2006). Bed material corresponds to the coarse sediments supporting the channel and banks and ultimately determining the morphology of river channels. Channel morphology dictates the microhabitat variables which together represent the instream habitat conditions used by biota (e.g. Sambrook-Smith, 2007). Fine sediments transported for a long distance in suspension correspond to wash material. Wash material does not determine the form of alluvial channels but influences the upper bank morphology (Church, 2006). These sediments are often deposited into coarse-grained alluvial sediments (i.e. bed material), affecting the composition, form and structure of the framework (e.g. clogging of near-surface pores as per Frostick, et al., 1984). This effect may indirectly influence bed entrainment (e.g. with protrusion and hiding conditioning entrainment as per Ashworth and Ferguson, 1989) and could alter

habitat conditions for biota (e.g. loss of physical refuge areas due to a reduction of the interstitial space, see Waters, 1995). Hence, geomorphic characteristics and dynamics are key factors controlling the microhabitat conditions which are key to maintaining the ecological diversity of a particular fluvial system.

The maximum ecological diversity of a system is reached when the heterogeneity of physical habitat conditions (including flow velocity, substrate, etc) is maximised. However, there are important scale considerations related to organism size and patterns of space use. Macroinvertebrates may reach optimal ecological diversity at patch scales (i.e. 100 m) once the required heterogeneity is available, from individual particles to sedimentological structures. Fish, however, which are larger and more mobile, need larger scales (the reach-scale, 102 - 103 m) for habitat heterogeneity to permit maximum diversity. As reported by Poff (1997), habitat conditions expressed at multiple scales influence the distribution and abundance of stream species.

1.2. Dynamic interactions

Channel geometry and bed composition adjust toward a new configuration when water and sediment supply are changed (Wilcock, 1998). In natural streams this situation is often reached during flood events, a state that unbalances preceding equilibrium conditions. These physical stressors change over temporal and spatial scales, and determine the disturbance regime (frequency and magnitude) experienced by a given reach and, consequently, the associated ecological responses. Disturbance is considered the main factor affecting the organization of riverine communities and contributes to key ecological processes (Yount and Niemi, 1990). The temporal persistence of a particular community, whether it be fish or invertebrates, is determined not only by the resistance of the ecosystem to disturbance, but by their rate of recovery from a given perturbation event (Webster et al., 1983).

1.3. Natural and human-based perturbations

New physical habitat conditions are created following geomorphic perturbations (i.e. floods). These natural alterations create a new habitat template, to which the species will adapt, eventually creating a new ecological diversity status. Even in natural systems, successive perturbations can result in communities existing in a perpetual state of disequilibrium, recovering from the most recent disturbance event. Human-induced alterations such as gravel mining (to which all subsequent discussion relates) represent an additional, non-natural, stressor which modifies physical and ecological processes and dynamics. Gravel mining activities are localized intensive impacts on river systems that cause major changes in the channel mass and energy balances, that in turn affect morphology, bed sedimentology and habitat conditions. The trajectory of fluvial adjustment after human-driven alterations is not linear; it exhibits both a reaction time and an adjustment phase before the river reaches an adjusted regime state (as per Petts and Gurnell, 2005). The trajectory in which the river adjusts is mainly driven by the hydraulic forces operating in the system, by channel morphology and bed sedimentary structure, and by sediment supply and transport. Under such physical adjustment conditions, recovery of ecological diversity after gravel mining activities may require more time than expected under natural conditions (i.e. longer recovery times may be expected). The recovery time will be based on the channel condition (physical and biological) after the perturbation, the contemporary flood and sediment transport regimes, including sediment availability and supply, and the distribution and dispersal ability of potential colonists.

Within this context, MorphSed (a research project funded by the Spanish Ministry of Economy and Competiveness) is analysing and comparing physical (i.e. geomorphic) and ecological processes and their spatio-temporal dynamics in unaltered sections and mined reaches. The project is developed in the Upper River Cinca (Central Pyrenees).

2. MORPHSED

2.1. Project aim and research questions

MorphSed (Morphosedimentary dynamics in human-stressed fluvial systems: coupling channel morphology and ecological diversity, www.morphsed.es) analyses the spatial propagation of geomorphic and ecological

impacts associated to gravel mining and their temporal persistence associated to floods. Two fundamental research questions arise based in the conceptual diagram presented in figure 1:

RQ1. What is the relaxation time associated to gravel mining?
RQ2. What are the key controlling variables for physically and ecologically-based predictors?

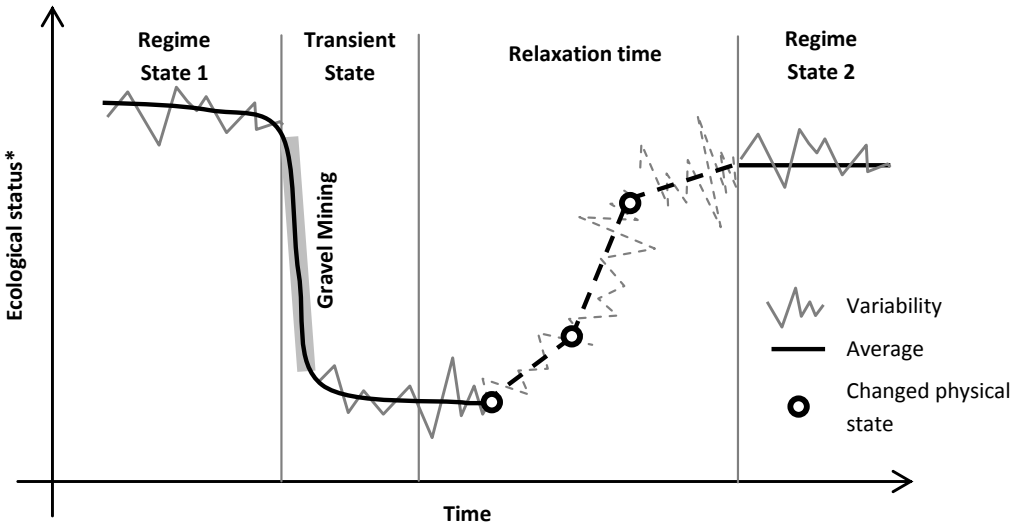


Figure 1. Hypothetical trajectory of ecological status* following gravel mining (modified from the original idea form Petts and Gurnell, 2005 about fluvial metamorphosis after dam closure). Note that the ecological status reaches a new regime state (#2) after gravel mining (i.e. transient state) and after overcoming a series of physical state conditions during the relaxation time. These conditions will be dictated by morphosedimentary dynamics attributed to natural flood events. This conceptual diagram may be propagated upstream and downstream from the impacted reach. *Note ecological status is a broad term here. The term will be described properly after analysing what are the conditions that describe the ecological status in the Upper Cinca based, mainly, on macroinvertebrates.

2.2. Objectives and data structure

A total of 4 specific objectives will provide the basis to answer main research questions formulated in the last section:

SO1. Study the spatial variability of morphological and sedimentological changes associated to flood magnitude and frequency.

SO2. Assess the spatial range of gravel mining impacts on the morphosedimentary characteristics and on sediment transport dynamics.

SO3. Assess the impacts of gravel extractions on benthic invertebrate communities.

SO4. Determine the most suitable metrics for detecting and monitoring the impacts of gravel extraction on the ecological status of highly dynamic gravel-bed rivers and their recovery.
Based on these objectives, data structure is divided in 4 main blocs (Figure 2). Each bloc has a series of key variables and specific methods and techniques to obtain and post-process field data.

3. ON-GOING AND FUTURE WORK

MorphSed has accomplished phase I (Project Planning And Training) and is now developing mainly Phases II (Data Acquisition), hast started Phase III (Data Analysis, Interpretation And Diffusion Of Results), and has advanced in the design and planning of Phase IV based on the presentation of the project toEbro Water Authorities and in several meetings with them and the company that deals with the gravel mining in the study site (experimental phase based on planned gravel mining).
A total of 3 monitoring stations have been set up after calibrating and programing all equipment. Flow, water temperature, turbidity and oblique imagery are obtained at 15 minute intervals. A total of 3 field campaigns have been performed where macroinvertebrates, hydraulic and bathymetric data, and digital aerial photography were obtained. A series of

historical data were obtained including minned volumes, historical and contemporary aerials, flow, temperature and rainfall records, and cartography and digital elevation models. Experimental work in terms of bed mobility is planned in March 2014 and fieldwork will be performed at the flood scale.

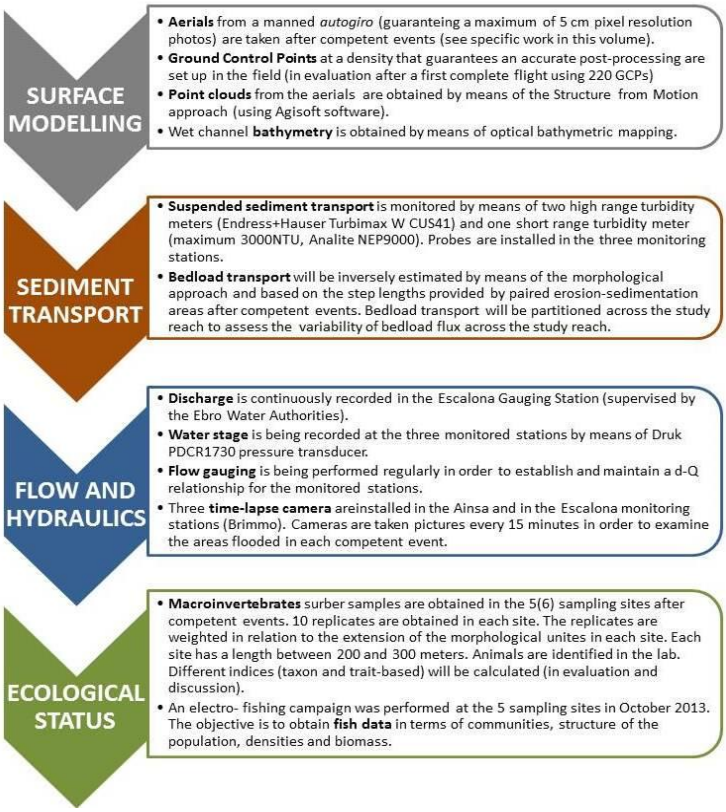


Figure 2. MoprhSed data structure. Main data variables in each bloc are presented together with some details of the methods.

4. EXPECTED OUTCOMES

MorphSed will provide a key data set to address key questions related to river integrity (and hence to increase scientific knowledge) that will aid sustainable catchment management. The work will also result in methodological advances (related to the use of geospatial survey technology) that will have wide relevance in the fields of fluvial hydrology and freshwater ecology worldwide. Project outcomes will be reported in the site www.morphsed.es.

REFERENCES

Ashworth, P. J.,and Ferguson, R. I. 1989. Size-selective entrainment of bed load in gravel bed streams. Water Resour. Res., 25(4), 627–634, doi:10.1029/WR025i004p00627.

Church, M. 2006. Bed material transport and the morphology of alluvial river channels. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 34, 325-354.

Frostick, L. E., Lucas, P. M., and Reid, I. 1984. The infiltration of fine matrices into coarse-grained alluvial sediments and its implications for stratigraphical interpretation. J. Geol. Soc. of London, 141, 955-965.

Petts, G.E. and Gurnell, A.M. 2005. Dams and geomorphology: research progress and future directions. Geomorphology, 71(1-2), 27-47.

Poff, N.L. 1997. Landscape filters and species traits: towards mechanistic understanding and prediction in stream ecology. Journal of the North American Benthological Society,16, 391-409.

Sambrook Smith, G. H. 2007. Fluvial Sedimentology; implications for riverine ecosystems. In: P. J. Wood, D. M. Hannah and J. P. Sadler (Eds.), Hydroecology and Ecohydrology: Past, Present and Future. Wiley & Sons, Chichester, 361-385.

Waters, T. F. (1995): Sediment in Streams Sources, Biological Effects and Control. Maryland, USA: American Fisheries Society. 251 p.

Webster, J. R., M. E. Gurtz, J. J. Hains, J. L. Meyer, W. T. Swank, J. B. Waide, and J. B. Wallace. 1983. Stability of stream ecosystems. Pages. 355–395. in J. R. Barnes and G. W. Minshall (Eds.). Stream ecology. Plenum Press, New York.

Wilcock, P.R 1998. Two-Fraction Model of Initial Sediment Motion in Gravel-Bed Rivers. Science, 280, no. 5362, 410-412.

Yount, J. and Niemi, G. 1990. Recovery of lotic communities and ecosystems from disturbance—A narrative review of case studies. Environmental Management, 14(5), 547-569.

Acknowledgements: This research is carrying out within the framework of a research project funded by the Spanish Ministry of Economy and Competiveness (CGL2012-36394). The sixth author has a PhD grant funded by the University of Lleida while the seventh has a contract supported by MophSed and the eight a PhD grant from the Spanish Ministry of Economy and Competiveness (BES-2013-067223). The first author is founded by a Ramon y Cajal Fellowship (RYC-2010-06264). Hydrological data is being supplied by the Ebro Water Authorities. We thank all support provided by the Ebro Water Authorities, the interest of ENDESA in terms of the application of the methodology in other fluvial systems, and all logistics provided by Acciona. We also thank Girolibre for providing the platform to obtain the aerials.

II. EL FUTURO DE LA INVESTIGACIÓN EN EROSIÓN DEL SUELO

MAPPING VEGETATION PATTERNS ON MEDITERRANEAN HILLSLOPES DOMINATED BY *MACROCHLOA TENACISSIMA* BY MEANS OF LIDAR AND OTHER RS IMAGERY

Cartografía de los patrones de vegetación en laderas meditarraneas dominadas por macrochloa tenacissima mediante lidar y otras imágenes de sensores remotos

A. Calvo-Cases[1], E. Zlotnik[1], I. Katra[2], P. Ginestar-Espi[1] y E. Arnau-Rosalén[1]

1 Departament de Geografia, Universitat de València, Spain.
2 Department of Geography and Environmental Development, Ben-Gurion University of the Negev, Israel.

Abstract: The influence of vegetation over runoff generation and erosion processes is well known and especially in areas with scarce vegetation cover. Feedback mechanisms associated with limited resource availability, mainly water and soil, cause the characteristic patchiness of the hillslopes.
This communication focuses on vegetation pattern and DEM extraction procedures, by means of high spatial resolution RGB airborne imagery and airborne LiDAR data. After a multistage land cover classification of the RGB image, the resulting map is compared with the digital vegetation model (DVM) produced from the LiDAR. The combination of both products results in a new land cover map with high spatial resolution (25 cm) and 3D properties relative to the topography and plants' height.

Keywords: Vegetation Patterns, LiDAR, RS, GIS, Erosion Processes

1. INTRODUCCIÓN

The patchy distribution of plants and soil resources characteristic of dry and degraded areas affects runoff generation and continuity along hillslopes and therefore water and soil redistribution (see Calvo-Cases et al. 2003 and Arnau-Rosalén et al. 2008).
Vegetation mapping is a widespread methodology involving several methods and techniques; from field observations to remote sensed images interpretation and classification (see Alexander et al. 2000).
Recent developments in remote sensors, especially with the introduction of LiDAR (Light Detection and Ranging), have improved the techniques and extended their fields of application. Among others, they allow the treatment of large areas with better spatial resolution and the estimation of canopy properties such as biomass.
LiDAR technology offers the possibility of mapping the vegetation cover and also quantifying plants' height and other characteristics.
In the literature there is large experience in the application to forest areas, mainly covered by trees, but no many advances have been made in mapping shrubs and herbaceous plants, as their heights are close to the LiDAR measurement vertical errors.

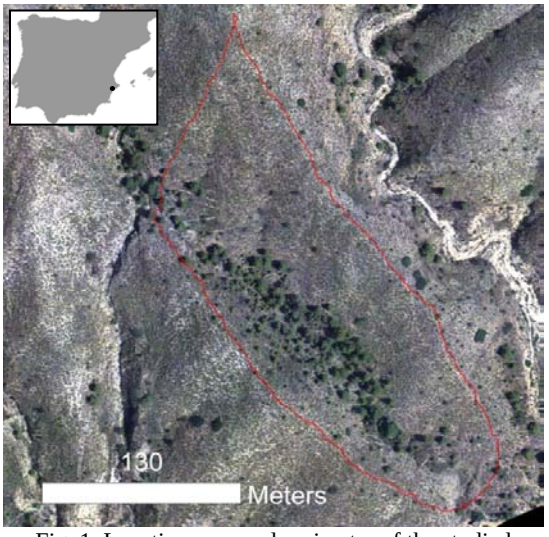


Fig. 1. Location map and perimeter of the studied catchment in Finestrat, near Benidorm, Alicante.

This paper aims to map and parameterise the vegetation cover of an area with low density and low height plants by combining LiDAR data and RS imagery classification.

The work has been applied to a well-known, in terms of erosional processes, small catchment located in the semiarid area of Finestrat-Benidorm (Alicante), where the vegetation is dominated by *Macrochloa tenacissima*, but including a variety of perennial shrubs and trees and annuals (see Arnau-Rosalén et al. 2008).

2. METHODOLOGY

The vegetation mapping applied procedure is based on airborne RGB ortho-photographs 0.25 m in spatial resolution and airborne LiDAR data, provided by the IGN and ICV[1] respectively, both dating from 2009.

The developed procedure pretends to discriminate between plants and soil, and other soil surface components (SSC) when visible in the RGB images by classification procedures and to improve the resulting maps by means of the LiDAR information. The main restrictions derive from the low spectral resolution of the RGB images and from the LiDAR vertical error. But the method pretends to minimize these by combining both data sources.

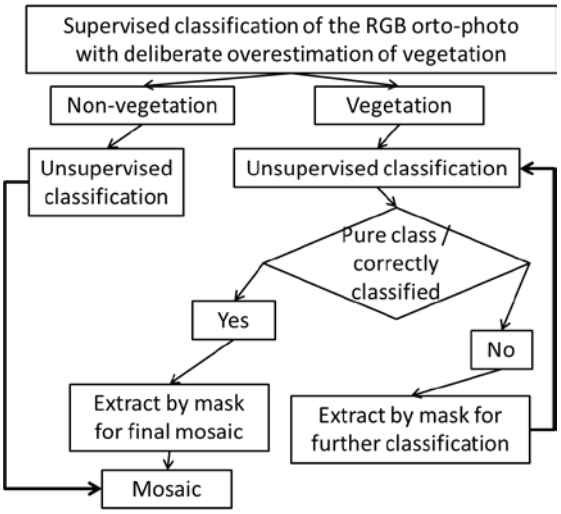


Fig. 2. Multistage classification procedure of the RGB ortho-photos (resulting map in figure 4).

2.1. RGB image classification

As a first step the ortho-photographs have been processed with Erdas Imagine 8.7 using a multistage combination of supervised and unsupervised image classification method summarized in figure 2, resulting in a five units map (Fig. 4).

Fifty non-vegetated areas of interest and eighty five vegetated ones have been digitized for the supervised classification of the ortho-photo, including many individual small shrubs to assure their detection. The result is a vegetation-non vegetation map in which non-vegetated surfaces are detected correctly, while vegetated ones are overestimated.

The class vegetation has been extracted by a mask and re-classified using an iterative unsupervised method, considering 3 spectral classes for each searched thematic class (trees and shrubs, dense herbaceous cover, scarce herbaceous cover and bare soil). In each iteration the correctly classified pixels have been extracted from the image and the misclassified ones have been re-classified, until all pixels in the mask were correctly classified.

The same iterative method has been applied to the non-vegetated pixels obtained by supervised classification, in order to discriminate bare soil from rock fragments or outcrops.

Finally all the obtained masks have been merged into a 5 classes map (Fig. 4) including vegetation (mainly trees and shrubs), dense herbaceous cover, scarce herbaceous cover, bare soil and rocky fragments and outcrops.

2.2. LiDAR data analysis

In a second step, in order to improve the classification, the LiDAR data set available for the area has been analysed. After cleaning all the erroneous points the average density in the studied catchments is 16 points per square meter.

The points provided by the ICV in LAS format are pre-classified in seven classes: 1 Unclassified, 2 Ground, 3 Low Veg., 4 Medium Veg., 5 High Veg., 6 Building and 7 Low Point or noise.

After considering different options the points in the class 2 (Ground), representing 33 % of the total, have been selected to build a DEM of the soil surface (DSM) by means of the Triangulated Irregular Network (TIN) procedure in ArcGis 9.2-3D Analyst (Fig. 3B). Later using the same routine, but applied to the whole set of LiDAR points (16 per m^2), a new TIN has been created (Fig. 3A). Both TIN have been transformed into raster, forcing the same

[1] The authors wish to express our gratitude to the Instituto Geográfico Nacional (http://www.cnig.es/) and to the Institut Cartogràfic Valencià (http://terrasit.gva.es/) that provided the data.

resolution as the ortho-photo (25 cm). Subtracting the first to the second a digital elevation model of the vegetation (Fig. 2C) has been obtained (DVM).

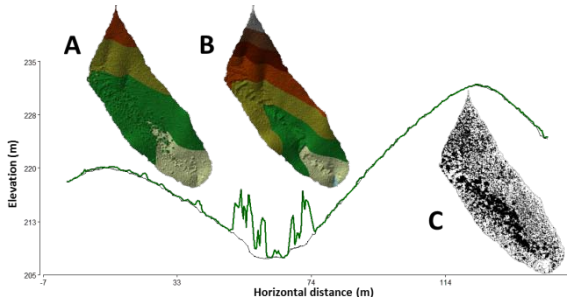


Fig 3. Cross section of the central part of the catchment of (A) the DEM considering all the LiDAR data, underlined by the DSM (B) and the DVM (C) simplified to vegetation over 15 cm in dark (see text for details)

As the LiDAR data have an error in the altitude values[2], the resulting DVM has been reclassified in veg./no veg. using different steps of 5 cm and compared visually with the ortho-image. The best compromise of representing the vegetation visible in the ortho-image has been reached at the 15 cm threshold (Fig. 3C).
To obtain the new classification of SSC the OFClass in figure 4 has been crossed with the map of the figure 3C (DVM15) with the expression: [*OFClass x (DVM15+1)*], resulting in a new 10 classes map that has been reduced to 4 classes by similarity of the SSC (Fig. 5).

3. RESULTS

The land cover classification procedure described in figure 2 and shown in figure 4, has an accuracy of 94.5% in the first step after visual checkout on the ortho-photo (considering two categories). After the reclassification of the vegetation mask into plants (1) and two levels of annuals density (21 and 22), it represents well the distribution of vegetated areas (1). Class 1, though, overestimates vegetation cover as it includes the shadows of taller plants present in the image. These shadows can be discriminated by the classification procedure but are complex to distinguish when the shaded area hides a plant or other kind of soil surface component (SSC).

[2] The root mean squared vertical error (RMSEz) of the LiDAR data is less than 20 cm.

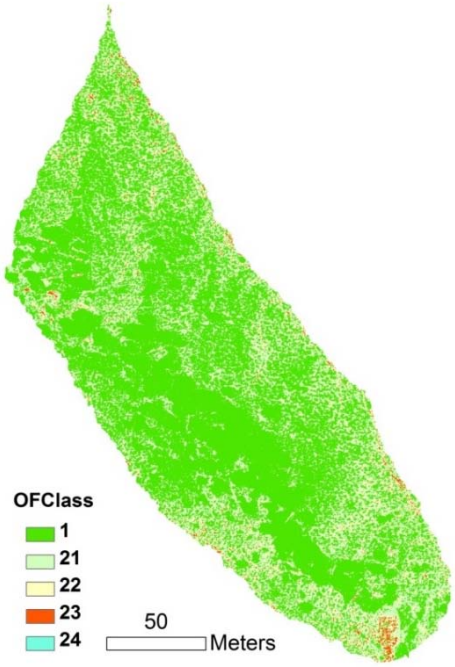


Fig. 4. Ortho-photograph classification by means of the procedure in figure 2. (1. Plants, 21. Soil with high concentration of dormant herbaceous, 22. Soil with low density of dormant herbaceous, 23. Bare soil, 24. Bare soil with a high cover of rock fragments or outcrops.

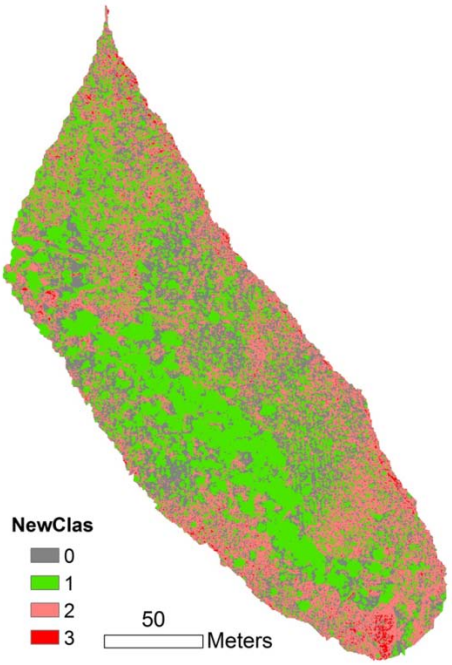


Fig. 5. Combined Ortho-photograph and LiDAR classification (0. Bare or very low plants previously in shaded pixels, 1. Plants > 15cm tall, 2. Bare soil with some low plants, 3. Bare soil and rock fragments or outcrops.

The LiDAR data offers the possibility of establishing the height of a pixel over the ground and, hence, to know if there are plants or not in the shaded areas. Overlapping the

DVM (Fig. 3C) derived from the LiDAR dataset to the ortho-image classification a new classification map has been obtained (Fig. 5).

Table 1. Proportional (%) distribution of the SSC classes mapped in figure 4 and 5.

Class (No. in the figs.4-5)	OFClass	NewClass
Shadows (none-0)	0.0	25.8
Vegetation (1-1)	65.3	39.5
Low veg/bare (21 22-2)	33.6	33.6
Bare (23 24-3)	1.1	1.1

Table 2. Basic statistics of the plants heights per classes in the final classification.

New Class	Plants Height (m)				
	Min	Max	Range	Mean	STD
0	0.00	0.15	0.15	0.08	0.04
1	0.15	13.80	13.65	1.14	1.72
2	0.00	8.92	8.92	0.15	0.26
3	0.00	1.36	1.36	0.05	0.07

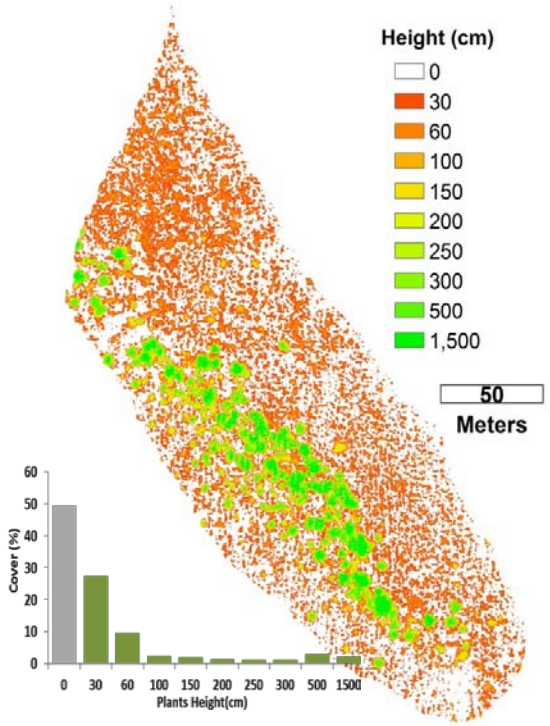


Fig. 6. Digital Vegetation Model (DVM) of the catchments in centimetres of plants height. Legend show the upper intervals values. Inset the Cover percentage of the bare soil and the different plants heights intervals.

The analysis of the DVM (Fig. 6 and Table 2) shows that most of the area has plants in the range 15-30 cm. In the range <15 cm (0 in the figure 6, because 15 cm is the threshold considered for soil surface) a proportion of small plants must be taken into account as included in table 2. These lower plants dominate the hillslopes, mainly the south facing ones, and correspond mainly to the *Macrochloa tenacissima* and *Brachypodium retusum* together with other annual herbaceous and shrubs.

Taller plants appear dispersed on the hillslopes and concentrated in the old agricultural terraces of the valley bottom (mainly *Pinus halepensis*), although they are colonising the lower part of the north facing hillslope too.

4. CONCLUSIONS

As the results in table 1 show, the method has demonstrated the efficiency of the LiDAR data in improving the classification of RGB aerial images of very high spatial resolution.

It allows a good mapping and knowledge of the SSC affecting directly hydrological and erosional processes on hillslopes of semiarid and/or degraded areas.

Further analysis of the results obtained here will enable a detailed study of the runoff behaviour and connectivity along hillslopes and small catchments that is in the basis of hillslope evolution and in the study of the natural and semi-natural geomorphological systems.

REFERENCES

Alexander, R. and Millington, A. C. 2000. Vegetation Mapping: from patch to planet. Wiley. Chichester. 339 p.

Arnau-Rosalén, E., Calvo-Cases, A., Boix-Fayos, C., Lavee, H. and Sarah, P. 2008. Analysis of soil surface components patterns affecting runoff generation. An example of methods applied to Mediterranean hillslopes in Alicante (Spain). Geomorphology, 101 (4), 595-606.

Calvo-Cases, A., Boix-Fayos, C., Imeson, A.C. 2003. Runoff generation, sediment movement and soil water behaviour on calcareous (limestone) slopes of some Mediterranean environments in southeast Spain. Geomorphology 50 (1-3), 269-291.

MEJORA DE LA EVALUACIÓN DE LA EROSIÓN POR FLUJO CONCENTRADO EN TALUDES DE CARRETERAS SOBRE DIFERENTES MATERIALES EN ANDALUCÍA MEDIANTE FOTO-RECONSTRUCCIÓN

Improving the assessment of concentrated flow erosion at roadsides on different materials in Andalusia using 3D photo-reconstruction

C. Castillo[1], A. Rodríguez[2], J.V. Giráldez[1,3] y J.A. Gómez [1]

1 Instituto de Agricultura Sostenible – CSIC, Córdoba, España.
2 Paisajes del Sur, S.L., Polig. Industrial Juncaril. 18210. Peligros, Granada, España.
3 Dpto. de Agronomía. Universidad de Córdoba. 14071. Córdoba, España.

Abstract: A field study using 3D photo-reconstruction has been made to estimate the rates of concentrated flow erosion at three roadsides of transport infrastructures across Andalusia (Spain) on different parent materials. We tested a methodology based on a combination of 'structure from motion' software, pictures taken from a 3-m-long pole, relative referencing using a levelled frame and automated algorithms for rill volume assessment. The proposed methodology proved to be an efficient, inexpensive and accurate approach for erosion assessment of roadsides, characterized by challenging conditions of slope, accessibility and reduced rill dimensions. Significant differences were found between the rates of flow concentrated erosion on diverse materials, with the highest rates being found on sand formations (6 $kg \cdot m^{-2} \cdot yr^{-1}$). In all cases soil losses were well above tolerable levels. These results provide evidence of the need of improved designs or treatments in roadsides to control the effects of water erosion, as well as the usefulness of 3D photo-reconstruction in this kind of technical studies.

Palabras clave: erosión, taludes de carreteras, flujo concentrado, foto-reconstrucción 3D
Key words: erosion, road banks, concentrated flow, 3D photo-reconstruction

1. INTRODUCCIÓN

Existe escasa información sobre la intensidad de la erosión en taludes de infraestructuras viarias en diferentes materiales, especialmente por flujo concentrado. Una técnica habitual consiste en el ensayo de diferentes sistemas de control en cerradas, complementadas con observaciones cualitativas o semi-cuantitativas de la erosión por regueros o pequeñas cárcavas. De hecho, aunque existen trabajos que evalúan el potencial de la vegetación para reducir la erosión en estos taludes en diferentes condiciones (p.ej. Bochet et al. 2009, Xu et al. 2009), en numerosas situaciones coexisten una apreciable cobertura vegetal y una erosión intensa por flujo concentrado. Si bien hay disponibles métodos sofisticados para la medida de la evolución de la superficie del terreno, p.ej. LiDAR terrestre, éstos son poco utilizadas, quizás por desconocimiento de los mismos o por su elevado coste y complejidad para ser usadas de manera generalizada. En la actualidad se están poniendo a punto técnicas de medida innovadoras de bajo coste que son idóneas para la caracterización de la pérdida de suelo por diferencias volumétricas: p.ej. la foto-reconstrucción, aplicada con éxito a la erosión por cárcavas (Castillo et al., 2012; Gómez-Gutiérrez et al., 2014).

El objetivo principal de este estudio es la evaluación de la pérdida de suelo por flujo concentrado en taludes de infraestructuras viarias bajo distintas condiciones pluviométricas y edafológicas representativas de Andalucía.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Zonas de estudio

Se han seleccionado tres zonas de estudio por sus diferentes características pluviométricas y edafológicas en Andalucía: Mancha Real, Cartaya y Osuna (Fig. 1).

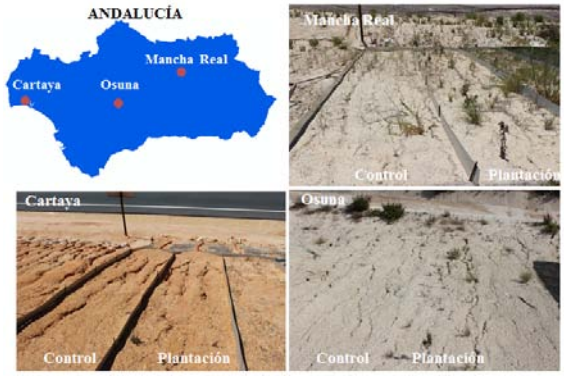


Fig. 1. Localización de las áreas de estudio en Andalucía y vista de las parcelas (control y plantación) en cada talud.
Fig. 1. Location of the study areas and view of the plots (control and plantation) in each bank.

En cada zona se evaluaron parcelas de dimensiones de 2 x 10 m sobre taludes en infraestructuras viarias en funcionamiento o en construcción. De cada uno de los dos tratamientos (suelo desnudo o control y plantación) se analizaron dos repeticiones en cada talud. La Tabla 1 muestra un resumen de las características principales de las zonas de estudio.

Tabla 1. Características de las zonas de estudio.
Tabla 1. Characteristics of the study areas.

Zona de estudio	Provincia	Clase textural	Material parental	†P (mm)	Pendiente talud (m/m)
Mancha Real	Jaén	Franco	Margas	968.2	0.54
Cartaya	Huelva	Franco-arcillo-arenoso	Arenas	818.2	0.55
Osuna	Sevilla	Franco-arcilloso	Margas	930.8	0.46

†P: Precipitación acumulada en el período de estudio (oct. 2012 – mayo 2014)

2.2. Metodología

Se tomaron fotografías de cada parcela siguiendo un itinerario alrededor de la misma sin pisar en su interior. Para la captura de imágenes de las parcelas interiores (tratamiento con plantación) se utilizó una vara de 3 m de altura sobre la que se montó una cámara (Canon EOS 100D) para facilitar la toma de imágenes. Para la obtención del modelo 3D se aplicó la técnica de foto-reconstrucción basada en algoritmos SfM (Structure from Motion), de acuerdo con la metodología detallada en anteriores trabajos (Castillo et al., 2014). Para el escalado y orientación del modelo se utilizó un marco cuadrado de dimensiones conocidas, previamente nivelado y se aplicó el software Sfm_georef (James and Robson, 2012).

La nube de puntos obtenida fue exportada a una retícula de tamaño de celda 1 cm mediante Surfer 10 (Golden Software Inc.). Los porcentajes de superficie foto-reconstruída se determinaron calculando el número de celdas de 1 cm que no contenían ningún punto en el modelo. Las pérdidas de suelo por flujo concentrado se determinaron con NorToM (Castillo et al., 2014), un método automatizado para la delineación de regueros y cárcavas a partir del modelo de elevación que permitió el cálculo del volumen erosionado. Este método se adaptó a las peculiaridades propias de taludes en infraestructuras viarias: i) eligiendo como uno de los ejes principales del sistema de coordenadas la dirección longitudinal del talud; ii) definiendo una ventana de filtro rectangular en NorToM, con sus dimensiones mayores, paralelas a este eje principal, para aumentar la capacidad de detección de los límites de los regueros.

El método se ha diseñado para que el estudio pudiera ser realizado por un único operario, tanto en la fase de medida en campo como la de procesado en gabinete.

3. RESULTADOS

3.1. Evaluación de los resultados de la foto-reconstrucción

En la Tabla 2 se detallan las características de los modelos obtenidos:

Tabla 2. Características de los modelos obtenidos mediante foto-reconstrucción en cada parcela.
Table 2. Characteristics of the photo-reconstructed models for each plot.

Localidad	ID Parcela	Manejo	Nº imágenes	Porcentaje reconstrucción	Nº puntos	Densidad reconstrucción (puntos / cm^2)
Mancha Real	1	Desnudo	228	98.0	4,591,514	23.0
Mancha Real	4	Desnudo	283	89.0	5,186,786	25.9
Mancha Real	2	Plantación	245	92.9	6,139,825	30.7
Mancha Real	3	Plantación	328	92.1	2,823,144	14.1
Cartaya	1	Desnudo	150	90.8	3,517,639	17.6
Cartaya	4	Desnudo	174	95.1	3,083,432	15.4
Cartaya	2	Plantación	162	97.1	3,739,911	18.7
Cartaya	3	Plantación	175	94.4	2,565,036	12.8
Osuna	1	Desnudo	179	96.4	4,739,317	23.7
Osuna	4	Desnudo	162	98.8	3,860,398	19.3
Osuna	2	Plantación	120	97.2	5,261,688	26.3
Osuna	3	Plantación	118	90.0	2,573,598	12.9

En todos los casos el porcentaje de superficie reconstruida fue superior al 89%. Los valores más bajos de la serie de datos corresponden a reconstrucciones deficientes de algunas zonas superiores de la parcela que por no presentar erosión visible no fueron cubiertas completamente en las imágenes (parcelas de control) y a áreas con presencia de vegetación (parcelas con plantación). En las tres zonas de estudio, existían pocas diferencias entre los dos tratamientos, debido a la escasa cobertura alcanzada por la plantación. Esta escasa diferencia entre tratamientos se corresponden con medidas con lluvia natural y con lluvia simulada en las mismas parcelas el año hidrológico anterior (Gómez et al., 2014). Localmente, la presencia de plantas tuvo un impacto negativo en la calidad de los modelos, produciendo huecos en los modelos (Fig. 2). De media, la densidad de la reconstrucción se situó en torno a 20 puntos/cm^2.



Fig. 2. Vista del modelo reconstruido de la parcela de Mancha Real 3 (plantación). Se observan huecos en el modelo debido a la presencia de plantas (ver Fig. 1 para una imagen de la parcela)
Fig. 2. View of the model for plot 3 in Mancha Real (plantation). There are gaps in the model due to the presence of vegetation (see Fig. 1 for a view of the plot).

Los tiempos medios de medida y procesado y recursos empleados en la reconstrucción de cada parcela se muestran en la Tabla 3:

Tabla 3. Tiempos medios y recursos para la reconstrucción de una parcela.
Table 3. Time requirements and resources employed for the reconstruction of a plot.

	Recursos	Tiempos medios
Toma de imágenes	- 1 operario - Canon EOS 100D	30 min
Reconstrucción	- SfM software - Ordenador (intel Core i7 2 Ghz, 8GB RAM)	6 horas
Referenciación	- Marco y nivel - Sfm_georef	10 min
Estimación de pérdidas de suelo	- NorToM - ArcGIS 9.3 (ESRI)	15 min

Varios factores son críticos en la obtención de modelos completos para la determinación precisa de las pérdidas de suelo: i) la ausencia de vegetación; ii) la captura de un número suficiente de imágenes con convergencia y una adecuada perspectiva para la detección de la base de los regueros; iii) la toma de fotografías, preferiblemente, en condiciones de iluminación difusa (cielo completamente nublado) para la minimización del sombreado.

3.2. Estimación de las tasas de erosión por flujo concentrado

La Figura 3 muestra el DEM y límites de regueros obtenidos mediante la aplicación de NorToM para la parcela 2 de Cartaya:

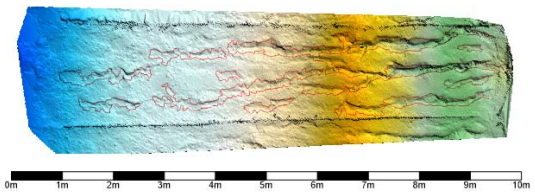


Fig. 3. Vista en planta del modelo de elevaciones y límites de regueros definidos por NorToM (en rojo) para el cálculo de las pérdidas de suelo por flujo concentrado en la parcela 2 de Cartaya.
Fig. 3. Plan view of the DEM and rills limits (in red) for the estimation of soil loss volume for plot 2 in Cartaya.

En la Fig. 4 se muestran las pérdidas de suelo por flujo concentrado obtenidas en las distintas parcelas de las áreas de estudio:

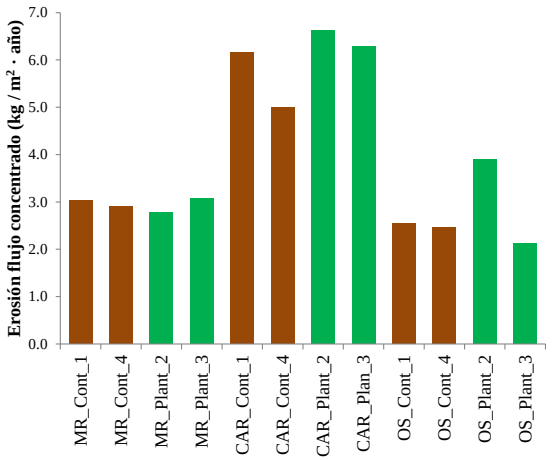


Fig. 4. Pérdidas de suelo por flujo concentrado en las zonas de estudio. MR: Mancha Real; CAR: Cartaya; OS: Osuna; Cont: control; Plant: Plantación. El número corresponde al identificador de la parcela. El cálculo de pérdidas de suelo se ha realizado considerando una densidad aparente de 1,5 Mg/m^3, una superficie de las parcelas de 20 m^2 y un período de 1.5 años (instalación de las parcelas en noviembre 2012).

Fig. 4. Soil loss by concentrated flow in the study areas. MR: Mancha Real; CAR: Cartaya; OS: Osuna; Cont: control; Plant: Plantation. The soil losses were estimated by considering a bulk density of 1.5 Mg/ m^3, a plot area of 20 m^2 and a time span of 1.5 years (the plots were set up in November 2012).

No se aprecian diferencias significativas entre los dos manejos, como era de esperar dada la escasa cobertura alcanzada por la plantación. En todos los casos, las pérdidas de suelo fueron elevadas (> 2 kg·m^{-2}·año^{-1}), con valores similares en Mancha Real y Osuna. El talud de Huelva sobre arenas destaca por su elevada erosión, en torno a 6 kg·m^{-2}·año^{-1} de media, aproximadamente el doble que en los dos casos anteriores.

4. CONCLUSIONES

El método propuesto ha demostrado ser una forma eficaz, económica y precisa para evaluar la erosión por flujo concentrado asociada a taludes de infraestructuras viarias, caracterizadas por condiciones de elevada pendiente y dificultad de acceso, que hacen muy compleja la aplicación de otras técnicas 3D como el LiDAR terrestre.

Existen diferencias significativas en las pérdidas de suelo en taludes sobre diferentes litologías, si bien en todos los casos se obtuvieron pérdidas de suelo muy por encima de los niveles tolerables para la adecuada conservación de las infraestructuras cuando estas se dejaron sin ningún tratamiento o cuando el único tratamiento de control de erosión fue la plantación de especies leñosas.

REFERENCIAS

Bochet, E., García-Fayos, P., Tormo, J. 2009. How can we control erosion of roadslopes in semiarid mediterranean areas? Soil improvement and native plant establishment. Land Degrade. Develop., 21: 110-121.

Castillo, C., R. Perez, M.R. James, J.N. Quinton, E.V. Taguas, J.A. Gómez. 2012. Comparing the Accuracy of Several Field Methods for Measuring Gully Erosion. Soil Sci. Soc. Am. J. 76: 1319–1332.

Castillo, C., Taguas, E. V., Zarco-Tejada, P., James, M. R. and Gómez, J. A. 2014. The normalized topographic method: an automated procedure for gully mapping using GIS. Earth Surf. Proc. Landf. doi: 10.1002/esp.3595

Gómez, J.A., Rodríguez, A., Viedma, A., Contreras, V., Vanwalleghem, T., Taguas, E.V., Giráldez, J.V. 2014. Evaluation of different techniques for erosion control on different roadcuts in its first year of implantation. Geophysical Research Abstracts Vol. 16, EGU2014-3362, 2014

Gómez-Gutiérrez, Á., Schnabel, S., Berenguer-Sempere, F., Lavado-Contador, F., Rubio-Delgado, J. 2014. Using 3D photo-reconstruction methods to estimate gully headcut erosion. Catena 120, 91–101.

James M, Robson S. 2012. Straightforward reconstruction of 3d surfaces and topography with a camera: Accuracy and geoscience application. J. Geophys. Res. vol. 117, F03017, doi:10.1029/2011JF002289.

Xu, X.-L., Liu, W., Pong, Y.P., Zhang, K.L., Yu, B., Chen, J.-D. 2009. Runoff and water erosion on road side-slopes: Effects of rainfall characteristics and slope length. Transp. Res. Part D 14:497-501.

Agradecimientos

A lo proyectos G-GI3000/IDIS "Estabilización biotécnica de taludes: optimización de tratamientos en proyectos de restauración paisajística de infraestructuras viarias en Andalucía" financiado por la Consejería de Obras Públicas de la Junta de Andalucía y el proyecto AGL2012-40128-C03-01 del Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España y fondos FEDER.

EROSIÓN DEL SUELO BAJO LLUVIAS DE ALTA INTENSIDAD Y REDUCIDA FRECUENCIA EN VIÑEDOS DEL ESTE PENINSULAR

Soil erosion in vineyard under intense rainfall events

A. Cerdà[1], A. Novara[2], O. González[3], P. Pereira[4] y A. Jordán[5]

1 Soil Erosion and Degradation Research Group (SEDER). Departament de Geografia. Universitat de València. Blasco Ibàñez 28, 46010. Valencia. artemio.cerda@uv.es
2 Dipartimento di Scienze Agrarie e Forestali, University of Palermo, Viale delle Scienze, 90128 Palermo, Italia.
3 University of Aveiro, CESAM - Centre for Environmental and Marine Studies, Environment & Planning Campus, Universitário 3810-193 Aveiro Portugal
4 Environmental Management Center, Mykolas Romeris University, Ateities g. 20, LT-08303 Vilnius, Lithuania
5 MED_Soil Research Group, Department of Christallography, Mineralogy and Agricultural Chemistry, University of Sevilla. Profesor García González, 1, 41012, Sevilla, Spain

Abstract: Simulated rainfall experiments (68.2 mm h^{-1}) on plots of 1 m^2 on two vineyards in Utiel and Moixent show high soil erosion rates. These measurements show that runoff rates and sediment concentration are very high due to the bare soils. Soil losses are 5.68 and 23.14 Mg ha^{-1} h^{-1}, respectively, in the study areas and Moixent and Utiel. It is confirmed that the vineyards contribute to highly erodible soils.

Palabras clave: Erosión, Escorrentía, Viñedos, Laboreo, Precipitación
Key words: Erosion, Runoff, Vineyards, Tillage, Precipitation.

1. INTRODUCCIÓN

Después de Castilla-La Mancha y Extremadura, la Comunidad Valenciana es la región con mayor superficie de viña en España. En concreto, el 7,2 % (68.392 ha) de la superficie dedicada en España (952.020 ha) a la producción de vino se encuentra en las provincias de Alicante, Valencia y Castellón. Destaca la provincia de Valencia con casi un 6 % de su superficie total dedicada al viñedo. En su mayoría son cultivos de secano (50.935 ha), si bien el regadío tiende a crecer, especialmente con la expansión del riego localizado.

Los procesos de erosión son muy intensos en los ecosistemas mediterráneos cuando la cubierta vegetal es retirada (Cerdà et al., 2010). Y en el caso de los viñedos se produce la eliminación de la vegetación adventicia que deja el suelo desnudo, lo que favorece altas tasas de erosión (Arnáez et al., 2007). Es habitualmente el laboreo, más que el uso de herbicidas, el causante de una tradicional falta de cubierta vegetal. No obstante, las medidas de control de la erosión brillan por su ausencia en los viñedos mediterráneos.

Hasta el momento no se han realizado mediciones de la pérdida de suelo en los viñedos del Este peninsular, a pesar de ser la tercera CCAA en superficie dedicada a la Vid. Este trabajo pretende aportar una información inicial de las tasas de erosión en estos suelos desnudos, por lo que se ha elegido la zona productora de Requena-Utiel, y la de Els Alforins como las más representativas del territorio valenciano.

El objetivo de este estudio es presentar las primeras mediciones de la pérdida de suelo en viñedos del Este peninsular bajo lluvias de reducida frecuencia pero alta magnitud, aquellas que son las causantes de fuertes pérdidas de suelo.

2. MATERIAL y MÉTODOS

Se seleccionaron dos explotaciones dedicadas a la producción de uva para vinificación en los términos municipales de Utiel (Finca el Renegado) y Moixent (Partida de les Alcusses, junto a la finca Pago Casa Gran). La precipitación media anual es de 485 mm en los dos casos y los suelos difieren en textura al ser el primero franco, y el segundo franco-arcilloso. El material parental es un depósito cuaternario en Utiel y margas del Terciario en Moixent. El manejo agrícola, por el contrario, es muy similar: Vides formadas en vaso, con 3-4

laboreos al año, sin adición de fertilizantes, y con tratamientos fitosanitarios convencionales.

Las mediciones de la pérdida de suelo se realizaron con un simulador de lluvia que permite mojar una superficie de 3 m^2, si bien sólo se utiliza para las mediciones 1 m^2, quedando el resto como zona de amortiguación. Se utilizaron en este simulador 3 boquillas (Hardi-1553-12) que daban un coeficiente de Christiansen de 84.4 %. La lluvia se produjo con agua destilada. Las boquillas se colocaron a 2 m de altura lo que daba una velocidad terminal de 3,78 m s^{-1} para tamaños de gota de 2,68 mm con una velocidad de caída de gota de 3,78 m s^{-1} y una energía cinética de 9,34 J m^{-2} mm^{-1} con una presión de 1,75 bares. Las lluvias simuladas fueron de 68,2 mm h^{-1} durante una hora y se realizaron 10 experimentos en cada una de las zonas de estudio. Las mediciones se realizaron en el centro de las calles (2 m de anchura entre cepas) y durante el mes de noviembre de 2011 con suelos húmedos y desnudos de vegetación, pero sin laboreo desde julio y tras el paso de los operarios y maquinaria para la realización de la vendimia.

Cada experimento duró una hora, y se tomaron muestras de escorrentía y sedimentos (desecación de la muestra) cada minuto, además de muestras de suelo para determinar el contenido de materia orgánica y la textura.

Tabla 1. Escorrentía y concentración de sedimentos en cada una de las 20 parcelas estudiadas.
Table 1. Runoff and sediment concentration in each of the 20 studied plots.

Zonas	Utiel	Moixent	Utiel	Moixent
Parcelas	Escorrentía %	Escorrentía %	Con. Se. g l^{-1}	Con. Se. g l^{-1}
1	25,45	56,35	2,35	6,85
2	26,65	45,82	2,68	4,98
3	40,02	39,65	4,25	6,78
4	35,26	45,78	1,36	5,36
5	24,25	42,32	2,36	6,14
6	32,56	56,32	4,85	6,78
7	35,64	56,74	2,34	7,58
8	35,64	29,35	1,99	8,58
9	34,87	65,32	1,68	8,41
10	33,25	45,25	1,65	8,65
Media	32,36	48,29	2,55	7,01
Std	5,18	10,44	1,14	1,30
Cv	0,16	0,22	0,45	0,19

3. RESULTADOS

Los suelos presentaban elevados contenidos en agua (21,2 y 28,2 % de media respectivamente para Utiel y Moixent) debido a las lluvias de las semanas y días anteriores. Los dos suelos presentaban superficies desnudas y encostradas, bajos contenidos en materia orgánica (< 1 %), texturas franco arcillosa en el caso de los suelos de Utiel y arcillosa en los de Moixent. En ninguno de los suelos estaban presentes fragmentos de roca, malas hierbas o restos de poda, la cual se suele quemar. La hojarasca estaba presente habitualmente en las líneas de plantación donde se acumulaban al pie de las vides, mientras que el centro de la calle está desnudo, y con suelos encostrados y compactados por el paso de maquinaria.

Tabla 2. Sedimentos totales y tasas de erosión para cada una de las 20 parcelas estudiadas
Table 2. Total Sediment and erosion rates in each of the 20 studied plots.

Zonas	Utiel	Moixent	Utiel	Moixent
Parcela	Sedimento g	Sedimento g	Erosión Mg ha^{-1} h^{-1}	Erosión Mg ha-1 h-1
1	40,79	263,25	4,08	26,33
2	48,71	155,62	4,87	15,56
3	116,00	183,34	11,60	18,33
4	32,70	167,35	3,27	16,73
5	39,03	177,21	3,90	17,72
6	107,70	260,42	10,77	26,04
7	56,88	293,32	5,69	29,33
8	48,37	171,74	4,84	17,17
9	39,95	374,65	4,00	37,47
10	37,42	266,94	3,74	26,69
Media	56,75	231,39	5,68	23,14
Std	29,90	71,59	2,99	7,16
Cv	0,53	0,31	0,53	0,31

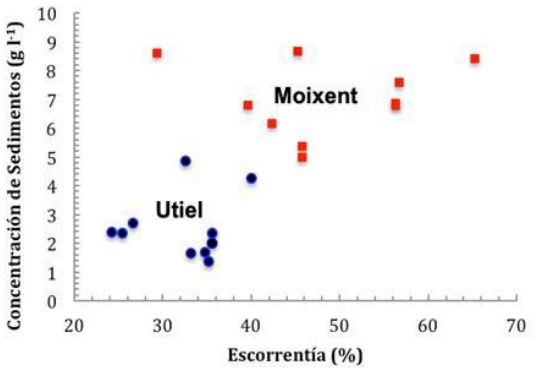


Fig. 1. Relación entre la escorrentía y la concentración de sedimentos para Utiel y Moixent.
Relationship between runoff and sediment concentration for Utiel and Moixent.

Los suelos margosos de Moixent presentaron mayores pérdidas de escorrentía que los de Utiel (32 frente a 48 %) lo que es debido a la

mayor humedad por la textura del suelo. Esas mayores escorrentías también se corresponden con mayores concentraciones de sedimentos en Moixent, lo que debe de entenderse como fruto de un mayor caudal y una mayor capacidad erosiva.
La variabilidad en las pérdidas de sedimento y agua es baja debido a que el suelo labrado durante milenios se ha convertido en una superficie muy homogénea (Tablas 1 y 2).
Los sedimentos totales alcanzaron durante una hora de experimento los 57 y los 231 gramos para los suelos de Utiel y Moixent, respectivamente.

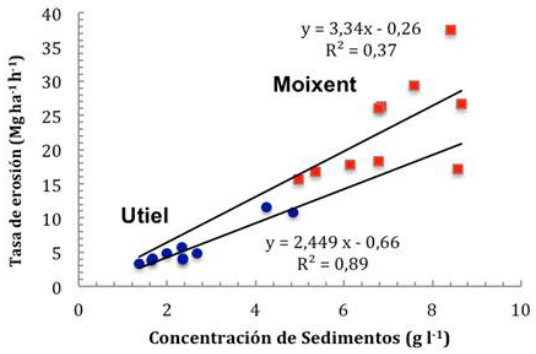


Fig. 2. Relación entre la escorrentía y la concentración de sedimentos para Utiel y Moixent.
Relationship between the runoff and the sediment concentration for Utiel and Moixent.

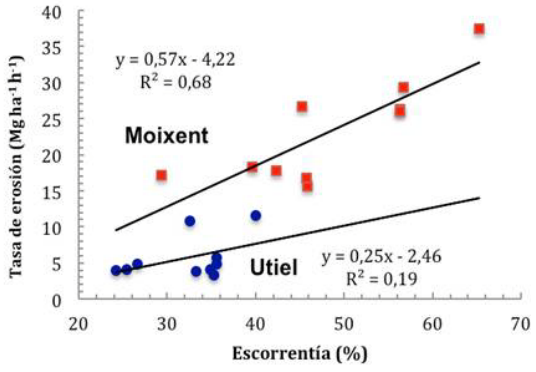


Fig. 3. Relación entre la escorrentía y la tasa de erosión para Utiel y Moixent.
Relationship between the soil eroion rate and sediment concentration for Utiel and Moixent.

En estos experimentos en los que la superficie sobre la que se aplican las lluvias es de 1 m^2 se ha encontrado una alta producción de sedimentos que finalmente ha dado lugar a tasas de erosión de casi 6 y más de 23 Mg por ha en una hora de experimento. El periodo de retorno de la precipitación aplicada es de 20 años, lo que nos lleva a pensar en eventos extremadamente erosivos cada dos décadas.
Las tasas de erosión y la de pérdida de sedimentos presentan una reducida variabilidad. Y hay una clara relación entre la concentración de sedimentos y la escorrentía con la pérdida de suelo (Figuras 1-3). No obstante, en Utiel el factor clave es la escorrentía y en Moixent la concentración de sedimentos no es tan clara.

4. DISCUSIÓN

Los viñedos estudiados en Utiel y Moixent presentan elevadas tasas de erosión como consecuencia de suelos desnudos y muy laboreados. Además, las mediciones aquí presentadas se realizaron con suelos muy húmedos, lo que propició escorrentías súbitas y caudales elevados, y que presentaron concentraciones de sedimentos elevadas.
Esta es una respuesta habitual en los suelos de viñedos en todo el mediterráneo como se ha comprobado en La Rioja (Arnáez et al., 2007), Cataluña (Ramos y Martínez Casasnovas, 2004), el centro de la Península (Marqués et al., 2010), y en otras regiones del Mediterráneo (Novara et al., 2013).
Estas altas tasas de erosión confirman la necesidad de aplicar estrategias de control de la erosión y de manejos sostenibles que ya se han evaluado en otros territorios como en Sicilia (Novara et al., 2011) y en el centro peninsular (Marqués et al., 2010). Uno de los graves problemas de las estrategias de control de la erosión aplicadas reside en que todas ellas pretenden aumentar el número de adventicias, y en condiciones climáticas mediterráneas ello supone un aumento del consumo de agua y por lo tanto mayor estrés hídrico para el cultivo.
En el futuro, los tratamientos agrícolas deben de dirigirse a evaluar el uso de acolchados procedentes de restos de poda, triturado de restos de extracciones madereras y residuos orgánicos agrícolas como la paja.
El problema de las altas tasas de erosión en viñedos es básicamente Mediterráneo ya que más del 50 % de la superficie dedicada a las viñas se encuentra bajo condiciones climáticas mediterráneas. Sin embargo, en otras zonas con climas menos agresivos también se producen altas tasas de erosión (Prokop, y Poręba, 2012;

Lieskovsk y Kenderessy, 2014), lo que indica que es el manejo el responsable de esas altas tasa de erosión.

Las nuevas estrategias de control de la erosión en viñedos deben tener como objetivo la reducción de la pérdida de suelo, pero también el control de las pesticidas utilizados ahora y en el pasado. Es muy claro el caso del cobre (Fernández-Calviño et al., 2013; Navel and Martins, 2014), y el zinc (Fernández-Calviño et al., 2013) como elementos contaminantes de aguas y suelos. La erosión pone estos elementos a disposición de las escorrentías y por lo tanto causan problemas ambientales aguas abajo.

Es por lo tanto necesario desarrollar estrategias que permitan la producción de vino en condiciones ambientales adecuadas y para ello es prioritario el control de la erosión (Rickson, 2014).

El cultivo de la viña favorece el desarrollo de una red viaria densa y aumento de la pérdida de suelo (Cerdà, 2007) por el desarrollo de taludes, caminos o carreteras. Así, el cultivo de la vid genera el aumento de la pérdida de suelo pero también genera obras de infraestructuras que favorecen la erosión.

5. CONCLUSIONES

Las tasas de erosión en viñedos son muy altas en el Este Peninsular, y se confirma que no son distintas de las medidas en otras zonas de la península Ibérica y del Mediterráneo. Se apuesta por el uso de estrategias para el control de la erosión que ayuden a reducir la carga sedimentaria, pero también el nivel de contaminación en las aguas. Se discuten las estrategias posibles para conseguir manejos más sostenibles.

Agradecimientos

Los proyectos GL2008-02879/BTE, LEDDRA 243857 and RECARE FP7 603498 contribuyeron a esta investigación. La revisión anónima ha mejorado sensiblemente el trabajo.

REFERENCIAS

Arnáez, J., Lasanta, T., Ruiz-Flaño, P., Ortigosa, L. 2007. Factors affecting runoff and erosion under simulated rainfall in Mediterranean vineyards. Soil & Tillage Research, 93, 324–334.

Cerdà, A. 2007. Soil water erosion on road embankments in eastern Spain. Science of the Total Environment, 378: 151-155. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2007.01.041

Cerdà, A., Hooke, J. Romero-Diaz, A., Montanarella, L., Lavee, H. 2010. Soil erosion on Mediterranean Type-Ecosystems Land Degradation and Development. Editors. DOI 10.1002/ldr.968.

Fernández-Calviño, D., Garrido-Rodríguez, B., López-Periago, J. E., Paradelo, M., and Arias-Estévez, M. 2013. Spatial distribution of copper fractions in a vineyard soil. Land Degradation & Development, 24: 556- 563. DOI 10.1002/ldr.1150

Fernández-Calviño, D., Pateiro-Moure, M., Nóvoa-Muñoz, J.C., Garrido-Rodríguez, B., Arias-Estévez, M., 2012. Zinc distribution and acid–base mobilisation in vineyard soils and sediments. Science of the Total Environment, 414, 470-479.

Lieskovský, J., Kenderessy, P. 2014. Modelling the effect of vegetation cover and different tillage practices on soil erosion in Vrable (Slovakia) using WATEM/SEDEM. Land Degradation and Development, DOI: 10.1002/ldr.2162

Marques, M.J., García-Muñoz, S., Muñoz Organero, G., Bienes R., 2010. Soil conservation . beneath grass cover in hillside vineyards under Mediterranean climatic conditions (Madrid, Spain) Land Degradation and Development. 21: 122–131

Navel, A., Martins, JMF. 2014. Effect of long term organic amendments and vegetation of vineyard soils on the microscale distribution and biogeochemistry of copper, Science of The Total Environment, 466–467, 681-689. http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.07.064.

Novara, A. Gristina, L.Saladino, SS. Santoro, A. Cerdà, A. 2011. Soil erosion assessment on tillage and alternative soil managements in a Sicilian vineyard. Soil & Tillage Research, 117:140-147. 10.1016/j.still.2011.09.007

Novara, A., Gristina, L., Guaitoli, F.,Santoro, A. and Cerdà, A. 2013. Managing soil nitrate with cover crops and buffer strips in Sicilian vineyards. Solid Earth, 4: 255-262. 10.5194/se-4-255-2013.

Prokop, P., Poręba, G. J. 2012. Soil erosion associated with an upland farming system under population pressure in Northeast India. Land Degradation & Development, 23: 310- 321. DOI 10.1002/ldr.2147

Ramos, M.C. Martínez-Casasnovas J.A. 2004 Nutrient losses from a vineyard soil in Northeastern Spain caused by an extraordinary rainfall event. Catena, 55, pp. 79–90.

Rickson, R.J. 2014. Can control of soil erosion mitigate water pollution by sediments?, Science of The Total Environment, 468–469, 1187-1197, ISSN 0048-9697, http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.05.057.

TRANSFERENCIA DE SEDIMENTO EN UNA CUENCA ALTAMENTE ANTROPIZADA Y AFECTADA POR INCENDIOS FORESTALES: SA FONT DE LA VILA, MALLORCA

Sediment delivery processes in a Mediterranean catchment intensely transformed by human activity and affected by wildfires: Sa Font de la Vila, Mallorca.

J. Estrany[1], J. Bauzà[1], J. García-Comendador[1], J. Gago[2], M. Carriquí[2]

[1]Departament de Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears. joan.estrany@uib.cat
[2]Departament de Biologia. Universitat de les Illes Balears.

Abstract: A particular management of the effects caused by wildfires is required in the Balearic Islands, a Mediterranean region of 4,984 km^2 marked by insular and physiographic features. During the last 30 years, 18,375 ha have been affected by wildfire. The implementation in 2000 of a Defence Plan against Wildfires –based on rapid interventions– resulted in a huge decrease in the burned surface. However, since 2011, this dynamic was inverted due to wild-urban interface expansion and biomass growth caused by the consolidation of forest transition. Therefore, a fire under 30-30-30 weather conditions results in devastating consequences if not controlled immediately. This short-communication presents the experimental design of a project which pretends to assess the sediment delivery processes in Sa Font de la Vila (5 km^2), a representative catchment of the Pariatge county. This was affected the last summer 2013 by the largest wildfire registered on the island (2,407 ha) since records began in 1972.

Palabras clave: transferencia de sedimento, gestión post-incendio, resiliencia ecogeomorfológica, estructuras de conservación del suelo
Key words: sediment delivery, post-fire management, ecogeomorphological resilience, soil conservation practices

1. INTRODUCCIÓN

La intensidad de los impactos geomorfológicos generados por los incendios forestales depende de la extensión y grado de severidad, la litología donde se desarrollen y, sobre todo, de las condiciones climáticas de cada territorio (Shakesby y Doerr, 2006). En este punto cabe enfatizar que las Illes Balears son un territorio con unas características específicas condicionadas por la insularidad y una fisiografía que implican una gestión particular de los efectos causados por los incendios forestales. Las estadísticas indican que en los últimos 30 años 18.375 ha han sido arrasadas por incendios forestales, no obstante la implementación del Plan de Defensa contra Incendios Forestales en Mallorca durante la primera década del siglo XXI, propició un importante descenso de la superficie quemada, sin que en ningún año se superaran las 500 ha afectadas (Servei de Gestió Forestal i Protecció del Sòl, 2012). A pesar de ello, a partir del año 2011 –en el que se produce el primer gran incendio (i.e., > 500 ha) desde 1999– la tendencia se ha invertido debido a la ampliación de la interfaz urbano-forestal y al aumento de biomasa producto de la consolidación de la transición forestal además de un régimen de precipitaciones superior a la media durante el período 2007-2012.

Asimismo, la gestión forestal –basada en dinámicas de crecimiento natural y en una intervención rápida en los conatos de incendio– ha provocado, paradójicamente, que una década eficaz en la lucha contra incendios haya derivado en consecuencias devastadoras cuando un incendio bajo condiciones meteorológicas adversas 30-30-30 no es controlado rápidamente. En este contexto, el mayor incendio forestal ocurrido desde que se tienen registros oficiales –se iniciaron en 1972– afectó en julio 2013 a un total de 2.407 ha en la comarca del Pariatge, en las estribaciones

sudoccidentales de la Serra de Tramuntana de Mallorca.

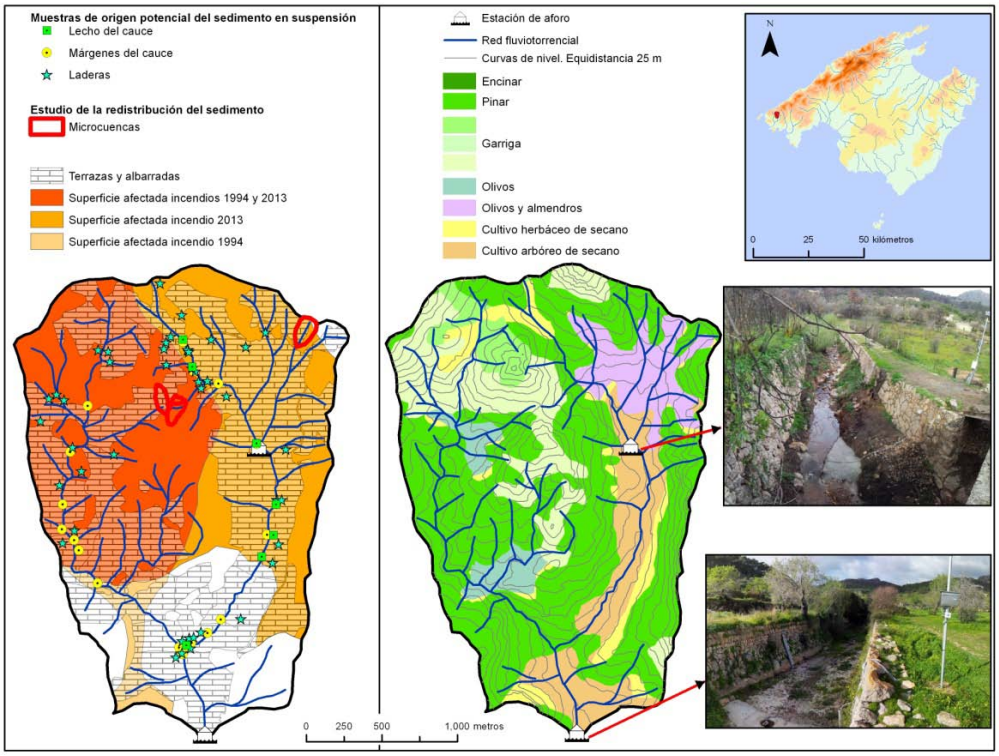


Figura 1. Usos del suelo y topografía (mapa derecha); afección de los incendios forestales y muestreo de los procesos de erosión y determinación del origen del sedimento (mapa izquierda) de la cuenca de Sa Font de la Vila. Mapa pequeño superior: localización de la cuenca en la isla de Mallorca. Las fotografías muestran una vista aguas arriba de cada estación.
Figure 1. Land uses and topography (right map); wildfire affected areas and sampling strategy of erosion processes and sediment sourcing (left map) of the Sa Font de la Vila catchment. Inset map shows: Mallorca and the catchment location. The photographies show an upstream view of the measured sections.

En esta encrucijada socioambiental en un territorio insular como Mallorca, donde el concepto de frontera y la fragilidad territorial son muy evidentes, una gestión post-incendio eficaz es imprescindible y en la que la geomorfología debe jugar un papel fundamental. Por ello es necesario investigar los procesos de erosión a escala cuenca de drenaje; i.e., flujos de agua y sedimento. De este modo, se ha seleccionado una cuenca representativa de la geografía del Pariatge en la que se pretenden (1) monitorizar continuamente los flujos de agua y sedimento en suspensión y disolución en cuencas integradas mediante dos estaciones de aforo; (2) cuantificar los procesos de erosión y de reconocimiento del origen del sedimento mediante técnicas radioisotópicas en laderas afectadas por los distintos incendios forestales y con diferentes estructuras tradicionales de conservación del suelo. En este trabajo se presenta el diseño experimental del proyecto así como resultados preliminares de los flujos de agua y sedimentos en la red de monitorización continua instalada en otoño de 2013.

2. ÁREA DE ESTUDIO

Se ha seleccionado una cuenca de drenaje representativa de la topografía, litología y usos del suelo de la comarca del Pariatge: el Torrent de Sa Font de la Vila (Fig. 1). Se trata de una cuenca de 5 km^2 cuyas altitudes oscilan entre los 490 m.s.n.m. en cabecera hasta los 71 m.s.n.m. en la estación de aforo que cierra la cuenca, a 600 metros al noroeste de la villa de Andratx. La litología se caracteriza por la presencia de arcillas y margas del Keuper en los fondos de valle, caracterizados por una pendiente <10%, lo que –conjuntamente con la elevada capacidad de campo de estos suelos– facilita el desarrollo agrícola. Mientras, en el resto de la cuenca predominan materiales más duros y a la vez porosos de calizas del Rethiense y Lias. Los usos del suelo se caracterizan por la masiva presencia de estructuras tradicionales de conservación del suelo (65% de la cuenca), que denota una intensa actividad agrícola, aunque pretérita, ya

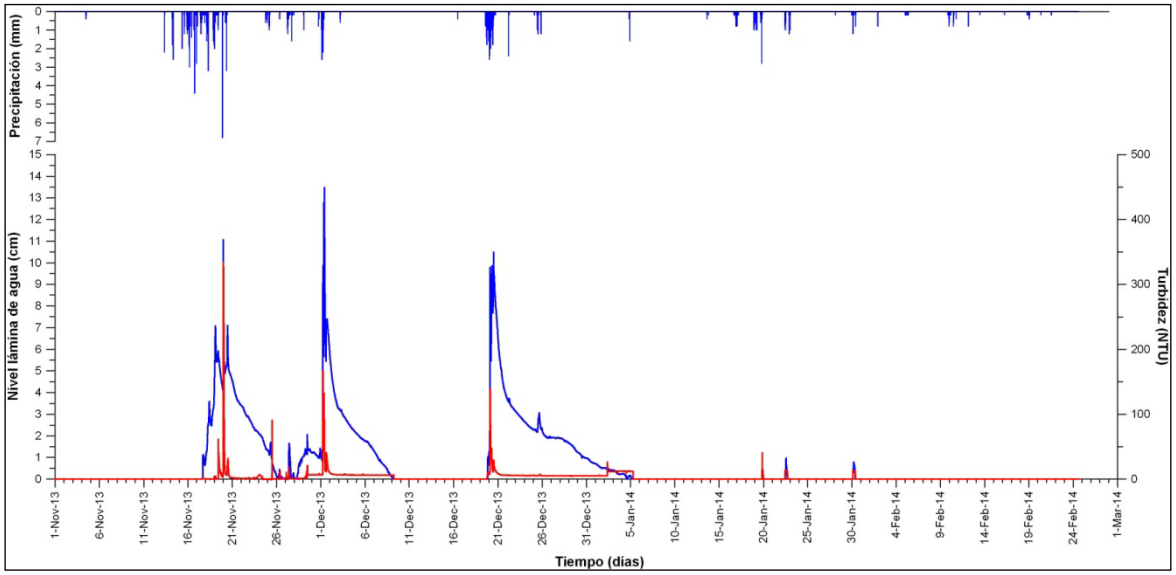


Figura 2. Hidrograma, sedigrama e hietograma a partir de datos quinceminutales para el período Noviembre 2013-Febrero 2014 en la estación de Sa Font de la Vila (5 km^2).

Figure 2. Hydrograph, sedigraph and hyetograph based on 15-min recordings for the period November 2013-February 2014 at the Sa Font de la Vila gauging station (5 km^2).

que el 71% de la cuenca está cubierta por vegetación natural. Además, en los últimos veinte años ha padecido dos incendios forestales importantes: en 1994, afectando a un 44,6% de su superficie; y en 2013, llegando al 77,2% de afección, del cual más de la mitad ya se quemó en 1994.

3. MÉTODOS

3.1. Red de monitorización continua

Entre octubre y diciembre de 2013 se configuró una red de monitorización continua de los flujos de agua y sedimento en cuencas integradas formada por dos estaciones de aforo (Fig. 1): Sa Murtera (1,3 km^2) y Sa Font de la Vila (5,0 km^2). Las estaciones de aforo fueron construidas en sección natural con márgenes fijados con pared de piedra seca. Fueron instrumentadas con un acumulador de datos *Campbell Scientific CR200X* que recibe señales del nivel de la lámina de agua (sonda de presión *Campbell Scientific CS451-L*) y de turbidez (turbidímetro *OBS-3+* con un rango de lectura 0-1.000/4.000 NTU). Asimismo, se mide la conductividad y temperatura del agua a través de registrador *Hobo U24-001 Logger* con un rango de lectura 0-10.000 µS cm^{-1}. Adicionalmente, en Sa Font de la Vila se instaló un muestreador de botellas por sifón con 12 botellas y 2 m de altura, para proporcionar más información sobre la dinámica de la CSS.

Finalmente, se mide la precipitación y su intensidad mediante un pluviógrafo de cazoletas *Casella* conectado a un acumulador de datos modelo *HOBO UA-003-64 Pendant Temp/Event* que registra incrementos de 0,2 mm de precipitación además de la temperatura del aire. Está ubicado en la estación de Sa Murtera a una altura de 1 m sobre el suelo.

3.2. Cuantificación de los procesos de erosión

Con el objetivo de caracterizar los procesos de erosión en las laderas de la cuenca, se han seleccionado tres microcuencas de drenaje (i.e., <2 ha) representativas de los usos del suelo, de la presencia de estructuras tradicionales de conservación del suelo y de las dinámicas de los incendios forestales así como de la gestión post-incendio implementada. Además, una microcuenca de control no afectada por ningún incendio forestal aunque representativa de los usos del suelo (Fig. 1). Cada microcuenca se ha delimitado a partir de un MDE de elevada resolución extraído de cotas topográficas del Mapa Topográfico Balear 1:5000 y de 1.242 mediciones de topografía realizadas con sistema GPS diferencial de alta resolución Leica 1200. Posteriormente, se diseñó una malla de puntos (equidistancia variable según dimensiones y forma de cada microcuenca) en la que se

recogieron 119 testigos (incluyendo 2-3 réplicas en cada punto) alcanzando una profundidad de muestreo que varía en función del tipo de suelo (6 cm > profundidad > 29 cm).

3.3. Determinación del origen del sedimento

La determinación del origen del sedimento ha implicado un muestreo estratificado en base a la afección y severidad de los incendios forestales en combinación con los usos del suelo y la presencia de estructuras tradicionales de conservación del suelo. Se recogieron muestras de fuentes potenciales de suelo en zonas con elevada conectividad ladera-canal, muestras de márgenes de canal con evidencias de erosión y muestras de sedimento fino depositado en el lecho del canal. En total, 47 muestras (Fig. 1). Para dirimir la contribución relativa de estas fuentes, se recogerán dos tipos de muestra de SS: (a) integradas, mediante tres muestreadores totalizadores de SS colocados en serie (Phillips et al., 2000) en las dos estaciones de aforo (Fig. 1); (b) intra-eventos, llenando una garrafa de 5 l mediante una bomba de extracción.

4. RESULTADOS PRELIMINARES

El trabajo de instrumentación realizado durante los meses de octubre a diciembre de 2013 ya ha permitido obtener resultados preliminares de una de las estaciones de aforo: Sa Font de la Vila. Previa a la monitorización continua, el 29 de octubre se produjo un episodio de precipitación en que se acumularon 51 mm en tan solo 15'. El muestreador de botellas en sifón permitió establecer un nivel máximo de la lámina de agua en 33 cm alcanzándose una concentración de sedimento en suspensión de 36 g l^{-1}. La Figura 2 muestra como entre el 1 de noviembre de 2013 y el 24 de febrero de 2014 se han acumulado 350 mm de lluvia, aunque tres episodios (12-20 noviembre, 143 mm; 1 diciembre, 28 mm; 19-20 diciembre, 69 mm) concentran el 69% de la precipitación generando las crecidas más importantes. El valor máximo de turbidez (i.e., 334 NTU) se produjo el 20 de noviembre, 2 h 45' después de la máxima intensidad de precipitación registrada durante el período de estudio (i.e., 6,8 mm en 15'). Además, el pico de lámina de agua (i.e., 11 cm) se produjo 15' antes del pico de turbidez, con lo que parece indicar que el sedimento procede en buena parte de las laderas de cabecera de la cuenca. En este sentido, Smith et al. (2011) concluyen que el aporte de sedimento procedente de las laderas supera al procedente del canal durante el primer año post-incendio.

5. PROSPECTIVA

La instalación de la red de monitorización continua en una cuenca de drenaje de la comarca del Pariatge, justo tres meses después del mayor incendio forestal ocurrido en Mallorca desde que se tienen registros, supone un gran avance en la creación de metadatos hidrogeomorfológicos que podrán transferirse a la gestión post-incendio con el objetivo de conseguir mayor eficacia a largo plazo mediante la valoración de diferentes escenarios de variabilidad de precipitación y cambios en la cobertura vegetal y usos del suelo.

Agradecimientos

Esta comunicación se enmarca en el proyecto "Monitoratge dels processos d'erosió a la comarca del Pariatge després de l'incendi forestal de juliol 2013", financiado por el Servei de Gestió Forestal i Protecció del Sòl del Govern de les Illes Balears. Agradecer al Dr. Adolfo Calvo-Cases la cesión de instrumental de campo así como el asesoramiento científico.

REFERENCIAS

Phillips, J.M., Russell, M.A., Walling, D.E. 2000. Time-integrated sampling of fluvial suspended sediment: a simple methodology for small catchments. Hydrological Processes 14(14), 2589-2602.

Servei de Gestió Forestal i Protecció del Sòl 2012. *Estadística General d'Incendis Forestals. Govern de les Illes Balears*. Fecha de acceso: 27 febrero 2014. Disponible en: http://www.caib.es/sacmicrofront/contenido.do?mkey=M100223091204110635 60&lang=CA&cont=45502

Shakesby, R.A., Doerr, S.H. 2006. Wildfire as a hydrological and geomorphological agent. Earth-Science Reviews 74(3-4), 269-307.

Smith, H.G., Sheridan, G.J., Lane, P.N.J., Noske, P.J., Heijnis, H. 2011. Changes to sediment sources following wildfire in a forested upland catchment, southeastern Australia. Hydrological Processes 25(18), 2878-2889.

HIDROFOBICIDAD EN SUELOS QUEMADOS A DIFERENTE INTENSIDAD. EFECTOS A LARGO PLAZO Y ENSAYOS DE LABORATORIO

Hydrophobicity in soils burned at different intensity. Long term effects and laboratory tests

M. Francos[1], A. Velasco[2] y X. Úbeda[2]
1 Departamento de Geografía. Universidad de Salamanca. Cervantes s/n, 37002 Salamanca.
marcosfrancos91@gmail.com
2 Departament de Geografia Física i AGR. Universitat de Barcelona

Abstract: The aim of this study is to test if soils burned 18 years ago at different intensities are hydrophobic. Unburned soil samples from the same study area were used to do laboratory tests subjecting them to different temperatures in a muffle-oven. Temperatures were 100ºC, 200ºC, 300ºC, 350ºC and 400°C. At the same time loss of ignition (LOI) of the soil mass was also analyzed at each of these temperatures. We can see that after 18 years there is no hydrophobicity. The laboratory tests showed that soil hydrophobicity disappears somewhere between 300ºC and 350ºC. LOI ranged from 3.47% at 100°C, to 6.24 % at 200°C and 8.43% at 300°C. At 350°C the percentage of LOI was 11.72% and maintaining the same values when we reach 400°C. This stabilization of LOI corresponds to the change from a hydrophobic to a hydrophilic soil, response which occurred between 300°C and 350°C.

Palabras clave: Repelencia al agua, Pérdida al fuego, hidrofílico, macizo de Cadiretes.
Key words: Water repellence**,** Loss of ignition, hydrophilic, Cadiretes massif.

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Los incendios forestales son una causa de aparición de hidrofobicidad en los suelos forestales. La repelencia al agua puede ser el desencadenante de que los suelos quemados tengan menos capacidad de infiltración, hecho que genera más escorrentía y aumenta la erosión hídrica. La hidrofobicidad es una propiedad muy importante ya que regula los principales procesos hidrológicos de los suelos (DeBano, 1991) e influye enormemente en el crecimiento de las plantas (Doerr et al. 2000). La acumulación de cenizas, la volatilización de compuestos orgánicos durante la combustión y su posterior condensación alrededor de los agregados del suelo (a una profundidad donde la temperatura es más baja) puede inducir a formar una capa repelente al agua. Este hecho se producirá en el caso de que la temperatura del suelo durante el incendio incremente hasta los 200-250ºC (Osborn et al. 1964) o destruir la capa repelente si la temperatura llega a los 270 a 300º C (DeBano et al. 1976; Nakaya, 1982). Estos rangos de temperatura, sin embargo, varían dependiendo de las características del suelo. Los efectos de la hidrofobicidad son, por ejemplo, la disminución de la humedad del suelo disponible para las plantas, la incapacidad del suelo para infiltrar agua o, en el caso de una escorrentía elevada, la pérdida de materiales debido a ésta.

Los objetivos de este trabajo son, por un lado, conocer si después de 18 años de un incendio forestal quemado a diferente intensidad existen signos de hidrofobicidad. Y por otro, mediante ensayos de laboratorio, conocer si existe hidrofobicidad en muestras quemadas a diferentes temperaturas en el laboratorio y cuál es la pérdida de masa y determinar para el suelo del área de estudio cuáles son los umbrales de hidrofobicidad.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El estudio que se presenta en este artículo está basado en un trabajo realizado sobre un incendio en el macizo de Cadiretes (Úbeda, 1998), localizado en el término municipal de Llagostera, Girona (Figura 1). El incendio de "Llagostera" comenzó al mediodía del día 5 de

julio de 1994 y fue extinguido en seis horas, quemando un total de 55 hectáreas de bosque, atribuyendo la causa del incendio a un hecho intencionado.

En la figura 1 se muestra también donde tuvo lugar el incendio, dentro de la propiedad de Can Noguera. El punto más alto que resultó incendiado se sitúa a 350 metros sobre el nivel del mar. La carretera que une Llagostera con Tossa de Mar delimita el incendio por la parte más baja de la vertiente quemada. Dos torrentes que solo llevan agua en episodios muy concretos de lluvia hacen de desagüe de la escorrentía y la erosión del área quemada.

El bosque era una plantación de *Pinus pinaster*, con ejemplares muy bien alineados sobre terrazas hechas exclusivamente para esta finalidad. Las copas de estos árboles se tocaban unas a otras desde la parte más baja hasta la parte superior de la vertiente. Los alcornoques también están presentes en el área quemada, notándose mucho más su presencia una vez el fuego eliminó completamente al *Pinus pinaster* en algunos lugares. El sotobosque de este pinar y alcornocal está compuesto por arbustos como el *Arbutus unedo, Erica arborea, Rubia peregrina, Smilax aspera, Lonicera implexa* y *Ruscus aculeatus.* Además hay un importante estrato herbáceo predominantemente compuesto por *Brachypodium.*

El sustrato del área quemada está constituido por rocas metamórficas del Paleozoico, que no es la litología representativa del macizo de Cadiretes, ya que dominan los granitos. El suelo se ha clasificado según la *Soil Taxonomy* como un *Lithic Xerochrept*.

3. METODOLOGÍA

3.1. Determinación de la intensidad de fuego

Inmediatamente después del incendio en 1994, y una vez los trabajos de extinción del incendio concluyeron, las diferentes intensidades de fuego fueron determinadas en el campo (Figura 1). Se distinguieron tres zonas mediante la observación del estado de los árboles y de las cantidades de ramas y hojas que permanecían en los árboles, así como la cantidad de hojarasca que había depositada en la superficie del suelo (Moreno y Oechel, 1989). Después del incendio, la vegetación en las diferentes zonas tenía las siguientes características: - Baja intensidad: Los árboles (*Pinus* y *Quercus*) mantenían hojas y ramas, incluso pequeñas. Mucha hojarasca cubrió el suelo después del incendio. Los *Quercus suber* sobrevivieron y también algún *Pinus pinaster*. Debajo de la hojarasca depositada se podían observar la presencia de cenizas de color negro. - Mediana intensidad: Los árboles no tenían ninguna hoja, pero conservaban ramas. No había hojarasca en el suelo. Las cenizas de color negro estaban presentes en varios puntos. - Alta intensidad: Los árboles habían perdido todas las hojas y ramas. El *Arbutus unedo* había desaparecido. Justo después del incendio, la superficie del suelo estaba cubierta por ceniza de color gris y blanco.

En la actualidad, el área quemada presenta una densa vegetación. Hay un importante rebrote de pinos y un sotobosque muy densamente poblado por especies arbustivas, *Erica arborea, Arbutus unedo, Cistus salvifolius, Cistus monspeliensis, Calicotome spinosa* y *Brachypodium retusum*, entre otras. Se puede decir que la estructura actual de este joven bosque y su continuidad horizontal y vertical lo convierten en un área de alto riesgo de sufrir un gran incendio forestal.

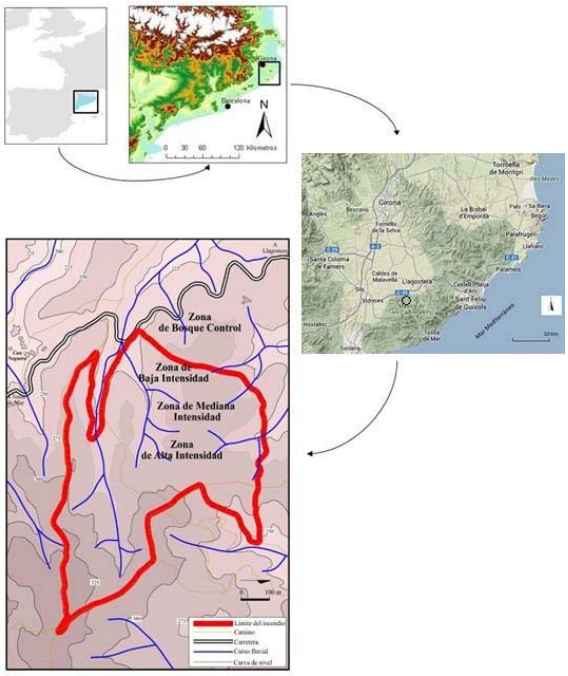


Figura 1. Localización del área de estudio y mapa de la zona quemada con las diferentes zonas de intensidad
Figure 1. Location of the study area and map of the different plots burned at different intensity.

3.2. Muestreo de suelo

En diciembre de 2012 (dieciocho años aproximadamente después del fuego) se realizó una jornada de campo para recoger muestras de suelo de las cuatro zonas de estudio (Baja, Media, Alta intensidad y Control).

Las muestras en cada zona fueron recogidas en los mismos lugares delimitados y de la misma manera que se realizó en julio de 1994. Las muestras corresponden a los 5 primeros centímetros del suelo. Un total de veinte muestras fueron recogidas en cada una de las zonas de estudio. En este artículo se muestran los datos referentes a hidrofobicidad y para apoyar la discusión haremos mención a los ensayos de laboratorio con muestras de la parcela control.

3.3. Métodos de análisis

El método utilizado para medir la hidrofobicidad es el conocido como "Water Drop Penetration Time" (WDPT) (Bisdom et al. 1993). Consiste en colocar gotas (en nuestro caso seis) de agua destilada sobre las muestras de suelo recogidas en el campo y medir el tiempo (en segundos) de infiltración total de éstas. Este test permite observar la respuesta del suelo cuando entra en contacto con el agua.

También se ha analizado la hidrofobicidad realizando ensayos de laboratorio sometiendo las muestras no quemadas de la parcela control a diferentes temperaturas en mufla durante 20 minutos. Las temperaturas han sido las siguientes: 100ºC, 200ºC, 300ºC, 350ºC y 400ºC. Al mismo tiempo también se ha determinado la pérdida al fuego (PAF) de masa de suelo en cada uno de estos rangos de temperatura siguiendo el método propuesto por Avery y Bascomb (1974).

4. RESULTADOS

4.1. Resultados a largo plazo

Tras haberse estudiado las muestras 18 años después del incendio que quemaron a diferente intensidad, podemos afirmar que en ninguno de los casos existe repelencia al agua en el suelo analizado.

De esta manera en la tabla 1 podemos ver como en la zona de baja intensidad tardan de promedio en infiltrarse las gotas de agua 1,21 segundos, en la de media intensidad 0,44 y en la de alta intensidad 1,27 segundos.

Tabla 1. Resultados a largo plazo de las muestras quemadas hace 18 años.
Tabla 1. Results at long term of the samples burned 18 years ago.

Zonas	Segundos
Baja intensidad	1,21
Media intensidad	0,44
Alta intensidad	1,27

Varios estudios han demostrado que, con el tiempo, la hidrofobicidad del suelo disminuye debido a la ruptura de los componentes hidrofóbicos que se forman durante el calentamiento del suelo. La duración de este fenómeno, sin embargo, no se ha determinado de manera exacta. Puede durar días o años. Dyrness (1976) observó que la hidrofobicidad de un suelo tras un incendio de alta intensidad en Oregón persistió durante seis años. Como puede observarse con nuestros resultados al cabo de 18 años ya no existe repelencia al agua debido al incendio.

4.2. Ensayos de laboratorio

En el laboratorio se han realizado ensayos con las muestras de la parcela control sometiendo este suelo a diferentes temperaturas durante 20 minutos con el fin de determinar si existe hidrofobicidad después de la simulación.

Como se muestra en la tabla 2 las temperaturas han sido 100ºC, 200ºC, 300ºC, 350ºC y 400ºC. Tras realizar los ensayos de laboratorio podemos comprobar que existe hidrofobicidad en algunas temperaturas: a 100ºC la media de segundos que tarda una gota en infiltrar es de 613 segundos y a 200ºC es de 1721 segundos, pero observamos que la hidrofobicidad del suelo se pierde en algún punto entre los 300ºC y los 350ºC, ya que la media de los segundos que tarda en infiltrar una gota pasa de ser en el ensayo de 300ºC, 801 segundos a ser en la prueba de 350ºC aproximadamente 0,17 segundos. A 400ºC el tiempo promedio que tarda una gota en infiltrar es de 0,16 segundos, un valor muy similar al que obtenemos en la quema de 350ºC.

Tabla 2. Ensayos de laboratorio a diferentes temperaturas y media de tiempo en segundos de infiltración de las gotas.

Tabla 2. Laboratory tests to different temperaturas and average of time in seconds to infiltrate.

Temperatura (ºC)	Total Segundos	Según Bisdom et al. (1993)
100	613,3	Severamente repelente al agua
200	1721	Severamente repelente al agua
300	801,1	Severamente repelente al agua
350	0,17	Hidrófilico
400	0,16	Hidrófilico

En nuestro caso podemos ver como la hidrofobicidad desaparece en algún punto entre los 300ºC y los 350ºC tal como también apunta Arcenegui et al. (2007) para parcelas localizadas en lugares donde la vegetación predominante es el *Pinus halepensis*.

Al mismo tiempo también se ha controlado la pérdida al fuego (PAF) de masa de suelo en cada uno de estos rangos de temperatura.
La PAF pasa de ser (como se muestra en la figura 2) del 3,47% con 100ºC, 6,24% con 200ºC y 8,43% con 300ºC a estabilizarse con 350ºC dando un porcentaje de pérdida de masa de suelo de 11,72% y manteniéndose valores muy próximos cuando alcanzamos los 400ºC. Este punto de estabilización de pérdida al fuego coincide con el cambio de hidrofóbico a hidrofílico en algún momento en que la temperatura está entre los 300ºC y los 350ºC.

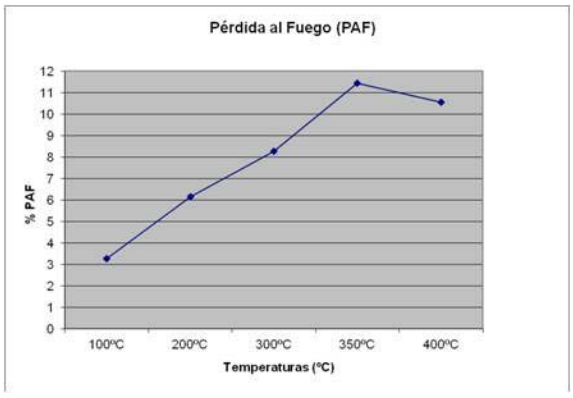


Figura 2. Porcentaje de pérdida al fuego de masa a diferentes temperaturas.
Figure 2. Average of the loss of ignition at different temperatures.

Agradecimientos
Los autores quieren agradecer al convenio de prácticas UB-USAL que ha permitido trabajar con estos datos al primer autor del artículo. También al Comissionat per a Universitats i Recerca del DIUE de la Generalitat de Catalunya.

REFERENCIAS

Arcenegui, V., Mataix-Solera, J., Guerrero, C., Zornoza, R., Mayoral, A. M., Morales, J. 2007. Factors controlling the water repellency induced by fire in calcareous Mediterranean forest soils. European Journal of Soil Science. 58. 1254-1259.

Avery, B.W. y Bascomb, C.L. 1974. Soil survey laboratory methods. In Soil Survey. Technical Monography. No. 6. Rothamsted Exp.Harpenden, UK:19-25.

Bisdom, E.B.A., Dekker L.W., Schoute J.F.Th. 1993. Water repellency of sieve fractions for sandy soils and relationships with organic material and soil structure. Geoderma, 56:105-118.

DeBano, L.F., Savage, S.M., Hamilton, D.A. 1976. The transfer of heat and hydrophobic substances. during burning. Soil Science Society of America Journal, 40:779–782.

DeBano, L.F. 1991. The effects of fire on soil properties. US Department of Agriculture Forest Service General Technical Report, INT-280, pp. 151–156.

Doerr, S.H., Shakesby, R.A., Walsh, R.P.D. 2000. Soil water repellency: its causes, characteristics and hydrogeomorphological significance. Earth-Science Reviews, 51: 33–65.

Dyrness, CT. 1976. Effect of wildfire on soil wettability in the High Cascades of Oregon. USDA For. Serv. Res. Pap. PNW-202, Pacific Northwest Forest and Range Exp. Stn. Portland, Oreg., 18p.

Moreno, J. M. y Oechel, W. C. 1989. A simple method for estimating fire intensity after a burn in California Chaparral. Acta Oecologica. 10/1: 57-68.

Nakaya, N. 1982. Water repellency of soils. Japan. Agricultural Research Quarterly. 6:24–28.

Osborn, J.R., Pelishek, R.E., Krammes, J.S., Letey, J. 1964. Soil wettability as a factor in erodibility. Soil Science Society of America Proccedings 28: 294–295.

Úbeda, X. 1998. Efectes de les diferents intensitats de foc, durant els incendis forestals, en els paràmetres físics i químics del sòl i en l'increment de l'escolament i de l'erosió. Tesi Doctoral. Universitat de Barcelona.

TASAS DE EROSIÓN Y BALANCES DE SEDIMENTO EN LAS CUENCAS DE VALLCEBRE: CONECTIVIDAD ESPACIO-TEMPORAL DEL TRANSPORTE E INCERTIDUMBRES ASOCIADAS

Erosion rates and sediment budgets in the Vallcebre catchments: spatio-temporal sediment transport connectivity and associated uncertainties.

F. Gallart[1], J. Latron[1], N. Martínez-Carreras[2], N. Pérez-Gallego[1] y G. Catari[3]

1 Inst. de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDAEA), CSIC, Jordi Girona 18, 08034 Barcelona.
francesc.gallart@idaea.csic.es
2 Centre de Recherche Public Gabriel Lippmann, Belvaux, Luxembourg
3 Universidad Nacional Autónoma de Honduras, Tegucigalpa, Honduras

Abstract: The Vallcebre research catchments (0.56-4.17 km^2) are located in a middle mountain subhumid area of the Eastern Pyrenees. Most of these basins are covered by protective vegetation but relatively small badlands are the main sources of sediments. Most of the runoff is generated in well vegetated saturated areas whereas summer rainstorms cause Hortonian flow and erosion on badlands, producing flash floods with high concentrations of suspended sediments which are mostly deposited in the drainage network because of insufficient flow duration. Events of greater runoff volume occurring during wet periods export the sediments previously deposited in the channels out of the basins. The comparison between sediment yields recorded since 1994 and plot erosion rates generalised using the KINEROS2 model evidenced different process rhythms at these two scales and the temporal accumulation of sediments in the catchment. Results evidenced the existence of new sediment sources not adequately considered, presumably linear erosion, whose analysis is to be made using environmental radionuclide sediment tracing methods.

Palabras clave: badlands, tasas de erosión, modelos de erosión, conectividad, incertidumbre,
Key words: badlands, erosion rates, erosion models, connectivity, uncertainty

1. INTRODUCCIÓN

Uno de las principales propiedades de los fenómenos erosivos es su dependencia de la escala espacial: las observaciones a una escala no son directamente extrapolables a otra escala. En la mayor parte de las cuencas, la tasa de erosión específica disminuye al aumentar el tamaño de la cuenca, ya que las pendientes son menores y aparecen sumideros de sedimento que dificultan la conectividad (Walling, 1983). Sin embargo, hay que tener en cuenta que la 'erosión media' de la cuenca no suele tener ningún sentido, ya que los sedimentos pueden tener su origen en determinadas áreas fuente bien conectadas con la red de drenaje. Si al aumentar el tamaño de la cuenca aparecen nuevas fuentes de sedimento activas y bien conectadas, la tasa de erosión específica puede aumentar aguas abajo (de Vente et al. 2007).

Un problema fundamental en el estudio de los fenómenos erosivos es la imposibilidad de obtener mediciones suficientes de los distintos componentes del sistema, de modo que es necesario recurrir a modelos o técnicas de trazado. Estas metodologías requieren un adecuado modelo perceptual del funcionamiento de la cuenca como hipótesis de trabajo, e introducen cierto grado de incertidumbre no siempre adecuadamente estimado.

El objetivo del presente trabajo es revisar la transferencia y el balance de sedimentos de las cuencas de Vallcebre. El punto de partida son los resultados de un trabajo recientemente publicado (Gallart et al. 2013), a los que se ha añadido una mejor estimación de las incertidumbres asociadas a modelos y medidas. Además se plantean algunas hipótesis sobre la utilización de trazadores para verificar y completar los resultados obtenidos.

2. LAS CUENCAS DE VALLCEBRE

En Vallcebre se han realizado trabajos sobre procesos erosivos desde 1982, aunque las

cuencas no se empezaron a instrumentar hasta 1988 para estudiar el funcionamiento hidrológico y erosivo de las áreas mediterráneas de montaña (Gallart et al. 2013)

La precipitación media anual es de 862 mm, con dos máximos equinocciales y una gran variabilidad interanual; la evapotranspiración potencial es de 832 mm anuales. Los suelos, sobre substrato de lutitas y calizas continentales del Paleoceno (facies Garumnense), son franco-limosos. La vegetación potencial es un bosque de robles en las solanas y de pino albar en las umbrías, aunque la mayor parte de las áreas de pendiente moderada fueron deforestadas y aterrazadas en el pasado para la agricultura, actualmente en proceso de abandono.

La mayor parte de la superficie de la cuenca está cubierta por prados y bosque de alto nivel de protección contra la erosión, pero existen áreas relativamente pequeñas fuertemente erosionadas y acarcavadas (*badlands*), bien conectadas con la red de drenaje. El origen de estas áreas parece poco relacionado con la ocupación humana, mientras que su origen y actividad han sido atribuidos a los chaparrones de verano, la naturaleza del substrato, y el papel de las heladas en su meteorización y en crear dificultades a la colonización vegetal (Regüés et al. 1995, 2000).

Diversas observaciones realizadas en estas cuencas durante más de 20 años han mostrado que, a escala de la cuenca, la principal fuente de escorrentía es la precipitación sobre las áreas saturadas y el flujo de retorno, mientras que la escorrentía por superación de la capacidad de infiltración (Hortoniana) sobre las áreas de badlands y otras áreas impermeables tiene un papel menor, solamente relevante durante las lluvias estivales de alta intensidad (Latron y Gallart, 2007, Latron et al. 2008).

3. PRODUCCIÓN DE SEDIMENTOS A DIVERSAS ESCALAS

En la tabla 1 se resumen las diversas experiencias realizadas en Vallcebre con diversos métodos y a diversas escalas.

3.1. Escala de parcela

En las áreas de badlands, la roca madre lutítica es meteorizada por las heladas invernales y el regolito es erosionado principalmente durante las lluvias intensas de verano. Esas lluvias producen crecidas efímeras con elevadas concentraciones de sedimento en suspensión que son depositados en su mayor parte en la red de drenaje por falta de suficientes caudales. Los diversos estudios realizados sobre estas áreas en La Barrumba y El Carot han mostrado tasas anuales de erosión muy elevadas (entre 7 y 15 kg m^{-2}).

3.2. Escala de pequeña cuenca

La cuenca de Cal Parisa muestra una tasa anual de producción de sedimentos muy baja (0,04 Mg ha^{-1}). Se trata de sedimentos procedentes en su mayor parte de la propia red de drenaje ya que la mayor parte de la cuenca está bien cubierta por vegetación y las pequeñas fuentes de sedimento están desconectadas de la red de drenaje (Llorens et al. 1997).

Las cuencas de mayor tamaño muestran unas tasas anuales de producción de sedimento mucho mayores, en función de la importancia de las áreas de badlands: 8,8 Mg ha^{-2} en Ca l'Isard, 3,5 en Cal Rodó y 0,5 en Can Vila. En

Tabla 1. Experiencias realizadas en Vallcebre sobre procesos erosivos. T: temperatura, H: humedad, Da: densidad aparente
Experiments carried out at Vallcebre on erosion processes. T: temperature, H: ground moisture, Da: bulk density

Experimento	Situación	Método	Area (ha)	Badlands	Años	Referencia
denudación	La Barrumba 1	clavos de erosión	-	100%	1982-4	
prod. sedimento	La Barrumba 2	saco de plástico	0,000 4	100%	1982	Clotet & Gallart 1986
prod. sedimento	La Barrumba 3	saco de plástico	0,003 75	100%	1982	
prod. sedimento	Ca l'Andorrà	trampa natural	3,1	12-26%	~40	Clotet et al. 1988
prod. sedimento	El Carot	divisores de reja	0,124	100%	1990-3	Castelltort, 1995
meteorización	El Carot	T, H, Da (regolito)	-	100%	1992-4	Regües et al. 1995
prod. sedimento	Cal Parisa	estación de aforos	17	0,3%	1989-04	Llorens et al. 1997
prod. sedimento	Ca l'Isard	estación de aforos	132	1,8-3,6%	1990 -	Soler et al. 2008
prod. sedimento	Can Vila	estación de aforos	56	0,4-3,3%	1996 -	Soler et al. 2008
prod. sedimento	Cal Rodó	estación de aforos	417	0,9-2,4%	1990 -	Gallart et al. 2005

estas cuencas, las crecidas de gran caudal y concentración moderada de sedimentos durante los períodos húmedos son las que transportan la mayor parte de los sedimentos fuera de la cuenca (Gallart et al. 2005, Soler et al. 2008).

3.3. Integración de las diversas escalas

La comparación de los resultados obtenidos a distintas escalas sufre diversas dificultades que introducen incertidumbres en los resultados.

La primera dificultad se debe a la representatividad de las medidas realizadas en parcelas cuando se pretenden integrar a la escala de la cuenca, ya que además de las áreas de badlands con geoformas de incisión bien marcadas hay otras áreas con diversos grados de degradación que pueden aportar volúmenes relevantes de sedimento. En la cuenca de Ca l'Isard, las áreas de badlands estrictos ocupan un 1,8% de la cuenca, mientras que si incluimos las áreas degradadas, la superficie es el doble. En la cuenca de Ca l'Andorrà, los sedimentos acumulados durante unos 40 años por una trampa natural representan una tasa de erosión anual entre 5,7 y 18 kg m^{-2} en las áreas fuente según el criterio utilizado.

La segunda dificultad se debe a la falta de coincidencia temporal de los distintos periodos de estudio, teniendo en cuenta la alta variabilidad interanual de la precipitación. Para solucionar este problema se ha utilizado el modelo KINEROS2, una vez calibrado con las mediciones realizadas en El Carot durante 3 años (Martínez-Carreras et al. 2007), para simular la producción de sedimentos en las áreas de badlands de Ca l'Isard durante un periodo de 16 años. La contrapartida de este método es que aparece una nueva incertidumbre asociada a las predicciones del modelo, que se ha estimado mediante el método *Glue* (Beven y Binley, 1992).

La tercera dificultad, ya mencionada, se debe a la variabilidad temporal (interanual) de las condiciones climáticas y, en particular, de las precipitaciones efectivas hidrológica y/o erosivamente. Para hacer frente a esta dificultad se han generado series sintéticas de 500 años de duración a partir de las series medidas de transporte sólido observadas en Ca l'Isard y de producción de sedimentos simuladas para los badlands; a partir de estas series se ha estimado la incertidumbre asociada a las tasas medias anuales obtenidas con distintas duraciones del período de registro.

Por último, se ha estimado la incertidumbre de las mediciones de transporte de sedimentos en suspensión en la cuenca de Ca l'Isard debidas a los errores instrumentales y los procedimientos de integración temporal de las observaciones (Catari, 2010).

La figura 1 muestra el resumen de los resultados obtenidos; las líneas discontínuas representan los intervalos de confianza al 90%. Para la cuenca de Ca l'Isard se ha representado la producción de sedimentos suponiendo que las áreas fuente son el escenario de mayor superficie y menor tasa: el 3,6% de la cuenca.

4. DISCUSIÓN Y PERSPECTIVAS

La comparación de las series temporales del aporte de sedimentos en la cuenca de Ca l'Isard y la producción en las áreas de badlands son comparables durante periodos de varios años, pero los principales eventos a escala de cuenca (con recurrencia de 4-5 años) superan ampliamente los aportes de los badlands (véase Gallart et al. 2013). Efectivamente, la figura 1 muestra que el aporte de sedimentos de la cuenca no puede explicarse solamente por la contribución de los badlands a largo plazo, sino que se requiere la contribución de otras fuentes de sedimento de magnitud similar.

La hipótesis más probable es la producción, durante las grandes crecidas, de sedimentos por incisión de las cabeceras de la red, que cortan profundos barrancos en el substrato lutítico.

En estos momentos se están empleando estos resultados para desarrollar una serie de hipótesis sobre la procedencia y el tránsito de sedimentos en la cuenca de Ca l'Isard a distintas escalas temporales, en relación con la deposición de los radioisótopos ^{7}Be y $^{210}Pb_{xs}$ en origen y durante el tránsito, para su verificación mediante medidas radiométricas.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado gracias a los proyectos RespHiMed (CGL2010-18374) y MEDHYCON (CGL2012-32446), así como la RESEL (convenio CSIC-MAGRAMA). J. Latron ha participado gracias a un contrato del programa Ramón y Cajal. Los autores agradecen la colaboración de otros miembros del Grupo de Hidrología Superficial y Erosión del IDAEA y la de J. Estrany en el programa de trazado de sedimentos.

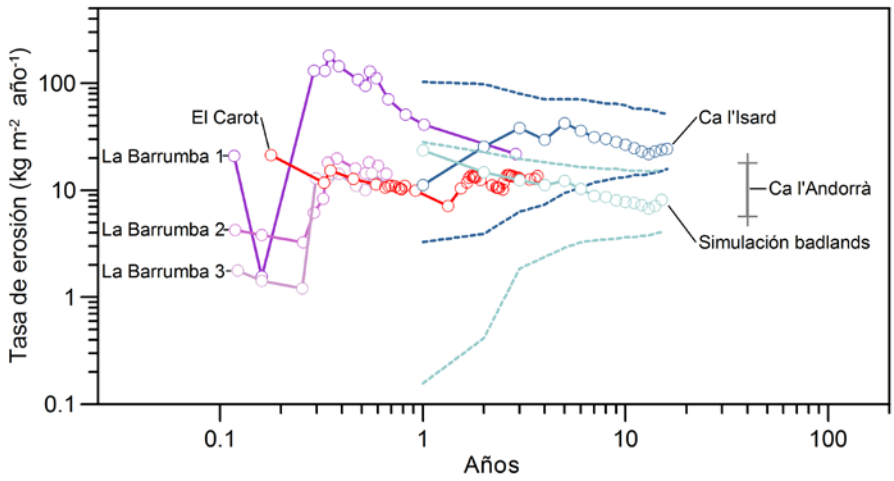


Fig. 1. Comparación de las tasas de producción de sedimentos en áreas de badlands obtenidas con diferentes metodologías. Para la cuenca de Ca l'Isard se ha representado la producción de sedimentos para la máxima área razonable (3,6% de la cuenca) de los badlands. Las líneas discontinuas representan los intervalos de confianza al 90% de los valores a largo plazo.
Comparison of the diverse erosion rates from badland areas. For the Ca l'Isard basin, the maximal reasonable value (3.6% of the basin area) of badland area was used. Dashed lines represent the 90% uncertainty bounds of long-term estimates.

REFERENCIAS

Beven, K., Binley, A. 1992. The future of distributed models - model calibration and uncertainty prediction. Hydrological Processes 6, 279–298.

Clotet, N., Gallart, F. 1986. Sediment yield in a mountainous basin under high Mediterranean climate. Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband 60, 205–216.

Clotet, N., Gallart, F., Balasch, J.C. 1988. Medium term erosion rates in a small scarcely vegetated catchment in the Pyrenees. Catena Supplement. 13, 37–41.

Castelltort, X. 1995. Erosió, transport i sedimentació fluvial com a integració de processos geomorfològics d'una conca (Conca de Cal Rodó, Alt Llobregat). Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, Barcelona, 234 pp.

Catari, G. 2010. Assessment of uncertainties of soil erosion and sediment yield estimates at two spatial scales in the Upper Llobregat basin (SE Pyrenees, Spain). Ph. Dr. Thesis, Universitat Autònoma de Barcelona, Bellaterra (Barcelona), 236 pp.

de Vente, J., Poesen, J., Arabkhedri, M., Verstraeten, G. 2007. The sediment delivery problem revisited. Progress in Physical Geography 31 (2), 155-178.

Gallart, F., Latron, J., Llorens, P. 2005. Catchment dynamics in a Mediterranean mountain environment: the Vallcebre research basins (southeastern Pyrenees) I: hydrology. En: García, C., Batalla, R. (Eds.), Catchment Dynamics and River Processes: Mediterranean and Other Climate Regions. Elsevier, Amsterdam, 1–16

Gallart, F., Perez-Gallego, N., Latron, J., Catari, G., Martínez-Carreras, N., Nord, G. 2013. Short- and long-term studies of sediment dynamics in a small humid mountain Mediterranean basin with badlands. Geomorphology 196, 242-251.

Latron, J., Soler, M., Llorens, P., Gallart, F. 2008. Spatial and temporal variability of the hydrological response in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). Hydrological Processes 22, 775–787.

Llorens, P., Queralt, I., Plana, F., Gallart, F. 1997. Studying solute and particulate sediment transfer in a small Mediterranean mountainous catchment subject to land abandonment. Earth Surface Processes and Landforms 22, 1027–1035.

Martínez-Carreras, N., Soler, M., Hernandez, E., Gallart, F. 2007. Simulating badland erosion with KINEROS2 in a small Mediterranean mountain basin (Vallcebre, Eastern Pyrenees). Catena 71, 145–154.

Regüés, D., Pardini, G., Gallart, F. 1995. Regolith behaviour and physical weathering of clayey mudrock as dependent on seasonal weather conditions in a badland area at Vallcebre, Eastern Pyrenees. Catena 25, 199–212.

Regüés, D., Guardia, R., Gallart, F. 2000. Geomorphic agents versus vegetation spreading as causes of badland occurrence in a Mediterranean subhumid mountainous area. Catena 40, 173–187.

Soler, M., Latron, J., Gallart, F. 2008. Relationships between suspended sediment concentrations and discharge in two small research basins in a mountainous Mediterranean area (Vallcebre, Eastern Pyrenees). Geomorphology 98(1-2), 143-152.

Walling, D.E. 1983. The sediment delivery problem. Journal of Hydrology 65, 209–37.

RESPUESTA HIDROLOGICA Y EROSIVA DE SUELOS CON ENMIENDAS EN CONDICIONES CLIMÁTICAS MEDITERRÁNEAS

Hydrological response generated by different amendments under Mediterranean climate.

P. Hueso-González[1], J.F. Martínez-Murillo[1], A. Romero Diaz[2] y J.D. Ruiz-Sinoga[1]

1 Universidad de Málaga, Andalucía Tech, Grupo de Investigación Geografía Física y Territorio-RNM279, Departamento de Geografía, Campus de Teatinos s/n, 29071 Málaga, España; phueso@uma.es.
2 Departamento de Geografía. Universidad de Murcia, Campus de La Merced. Murcia (España).

Abstract: This study deals with the impact of some amendments on runoff and soil loss under dry Mediterranean climate in afforestation sites. Four organic amendments under the same rainfall regime were studied over a two year period: i) straw mulching (SM); ii) mulch with chipped branches of Aleppo Pine (*Pinus halepensis* L.) (PM); iii) sheep manure compost (SH); iv) sewage sludge (RU). The aim of the study was to evaluate the role played by different soil organic amendments in runoff generation and soil loss from closed and afforested plots. The results denote that PM, SM and RU resulted very effective methods to control runoff and sediments. Moreover, the polymers were effective when I_{30} was low. However, this effect disappeared as rainfall intensity increased.

Palabras clave: enmiendas, erosión, escorrentía, reforestación, clima mediterráneo.
Key words: soil amendment, soil erosion, runoff, afforestation, Mediterranean climate.

1. INTRODUCCIÓN

La pérdida de suelo por erosión hídrica constituye un problema grave en zonas mediterráneas (Lal, 1999). Por este motivo, nuevas estrategias están siendo implementadas con el fin de disminuir las pérdidas de suelo y mantener la funcionalidad de los sistemas ecogeomorfológicos (Macci et al., 2012). Así mismo, el uso de enmiendas con fines forestales, podría constituir un método efectivo para favorecer el proceso de restauración natural en ecosistemas degradados.

Se ha demostrado para zonas agrícolas, que la aplicación de mulching con residuos orgánicos resulta efectiva como medida de control de la erosión, a la vez que favorece el desarrollo de la cubierta vegetal (Ress et al., 2002). Además, Mulumba (2008) demostró un efecto positivo en la porosidad de los suelos tras su aplicación. Otros estudios muestran cómo tras la aplicación de la enmienda se produce una estabilización de los macroagregados del suelo, que se explica por el incremento en el contenido de materia orgánica tras el proceso de humificación de la enmienda (Saora y Lal., 2003). Del mismo modo, los mulch contribuyen a reducir el efecto splash (Fauts et al., 2008). La adición de esta enmienda sobre la superficie del suelo, se asocia con un aumento de la rugosidad superficial lo que disminuirá la velocidad del flujo favoreciendo los procesos de infiltración (Jordan et al., 2010). Así mismo, Adekalu et al. (2007) probaron que la evapotranspiración se reducía en aquellos suelos que fueron cubiertos por la enmienda.

Otro tipo de residuos orgánicos también han sido objeto de estudio. Ojeda (2003) demostró un descenso en la escorrentía de un 32% cuando los lodos de depuradora eran aplicados a un suelo agrícola. Por otro lado, diferentes estudios han probado como añadiendo al suelo un compuesto de yesos con poliacrilamida (PAM) se podía prevenir el sellado superficial del suelo. Además contribuían a reducir la escorrentía. Del mismo modo, Chen et al. (2013) demostraron que la adición de polímeros hidroabsorbentes conseguía reducir las pérdidas de suelo, aunque manifestaron que este efecto se hacía más débil a medida que la intensidad de precipitación aumentaba. Esta literatura pone de manifiesto la efectividad de los mulch, lodos y polímeros como medidas de control de la erosión y escorrentía. Sin embargo, no existen muchos estudios comparativos bajo la misma condición climática y con un fin forestal. El objetivo de este estudio es evaluar la influencia de estas enmiendas en la respuesta hidrológica y pérdida de suelo en parcelas cerradas.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Área experimental

El área experimental El Pinarillo, se encuentra ubicada a 470 m.s.n.m. en la parte alta de un abanico aluvial (conglomerados calcáreos) dentro del Parque Natural Sierra Tejeda y Almijara, al sur de España. El clima predominante es seco mediterráneo (temperatura media de 18ºC, precipitación media 589 mm año^{-1}). La vegetación consiste en un bosque de pino abierto con el típico matorral mediterráneo. Las parcelas se encuentran ubicadas en una zona agrícola abandonada en los años 1950 y recolonizada por matorral y herbáceas. Los suelos se han clasificado como Leptosoles líticos de acuerdo a la FAO-WRB (2006) y se caracterizan por la presencia de elevada pedregosidad superficial (> 50%) con textura franco-arenosa.

2.2. Parcelas, enmiendas y reforestación

El área experimental incluye siete conjuntos de parcelas experimentales (24 m^2 = 2 m ancho x 12 m de largo; pendiente: 7.5%; orientación: N170º). Cada parcela tiene una réplica y están conectadas a un depósito (250 l) para la medida de la escorrentía y erosión. Además, en el área experimental se ha instalado una estación meteorológica para la medida de la precipitación. El periodo de estudio fue de veintiséis meses (Nov-2011 a Ene-2014).

Previamente, la vegetación inicial fue eliminada con el fin de homogenizar el sistema, excepto en dos parcelas que se usaron como referencia de las condiciones naturales (NC). Diferentes tratamientos de manejo del suelo basado en la adición de enmiendas, fueron aplicados en Mayo 2011. Cuatro enmiendas fueron añadidas al suelo (dosis de 10 Mg ha^{-1}): i) mulch de paja (SM); ii) mulch de restos de poda (*Pinus halepensis* L.) (PM); iii) polímeros hidroabsorbentes (Terracottem) (HP); iv) lodos de depuradora (RU). Seis meses después, Noviembre 2011, las parcelas fueron reforestadas siguiendo el mismo patrón espacial. Las especies usadas fueron: *Chamaerops humilis L, Lavadula stoechas Lam., Lavandula dentatae L., Lavandula multifida L., Rhamnus alaternus L., Rhamnus oleoides L., Pistacea lentiscus L., Rosmarinus officinalis L.* and *Thymus capitatus L.* Durante el proceso de reforestación el suelo fue arado afectando a los primeros 25 cm. El control (C) fue seleccionado usando dos parcelas aradas y reforestadas, pero no enmendadas. Del mismo modo el suelo desnudo sin arar ni reforestar (BS), se controló usando dos parcelas donde se eliminó la cubierta vegetal.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1 Incidencia del manejo en la respuesta hidrológica

Un total de 56 eventos de precipitación fueron registrados para el periodo de estudio, 24 de ellos fueron generadores de escorrentía (I_{30} media = 6.08 ± 8.78 mm h^{-1}; duración = 2.03 ± 1.51 días). La figura 1 representa la correlación encontrada entre la I_{30} y cada uno de los eventos de escorrentía para los conjuntos NC, BS y C. En general, la correlación resultó alta con independencia del manejo del suelo. Los conjuntos C y NC presentaron r^2 = 0.62 y r^2 = 0.48, respectivamente. Sin embargo, la correlación encontrada fue inferior a la mostrada para el conjunto BS (r^2 =1). Estos resultados sugieren que bajo esta condición climática, la escorrentía no es completamente dependiente de las características del evento, sino que tal como otros autores han manifestado (Cerdà y Lasanta, 2005), varía en función de las características del suelo, del manejo o del grado de recubrimiento vegetal. Así mismo, pese a que la respuesta hidrológica del sistema se amortiguó cuando el suelo fue arado, para I_{30} inferiores a 4 mm h^{-1}, no se observó diferencia en el comportamiento hidrológico entre parcelas.

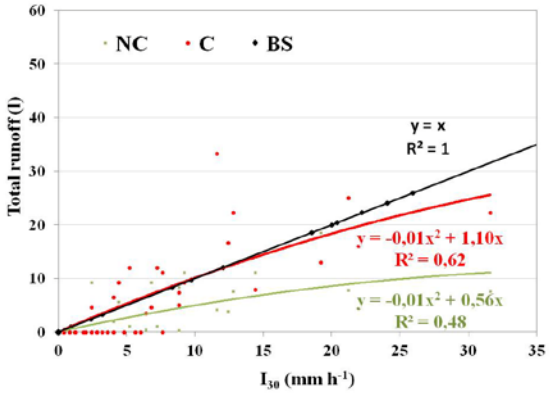


Fig. 1. Correlación entre la intensidad máxima en 30 minutos (I30) y la escorrentía generada para cada evento.. NC, condición natural; C, control; BS, suelo desnudo.

Fig. 1. Correlation between 30-minute rainfall and total event runoff. NC, natural condition; C, control; BS, bare soil.

En relación a la emisión de sedimentos (Figura 2), se observó que las mayores pérdidas de suelo se asociaban a las parcelas BS para I_{30} medias y bajas. Por otro lado, para $I_{30} \leq 8$ mm h^{-1} la tasa de erosión fue similar en los conjuntos C y NC. Sin embargo, ante eventos extremos, la respuesta erosiva del sistema se homogenizaba con independencia del tratamiento.

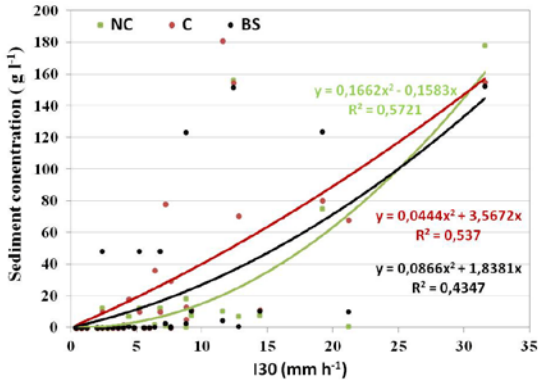


Fig. 2. Correlación entre los datos de intensidad máxima en 30 minutos (I_{30}) y la concentración de sedimentos para cada evento. NC, condición natural; C, control; BS, suelo desnudo.

Fig. 2. Correlation between rainfall 30-minute rainfall intensity and event sediment concentration. NC, natural condition; C, control; BS, bare soil.

3.2. Incidencia de las enmiendas en la respuesta hidrológica

Nuestros resultados (Tabla 1 y 2) muestran como los conjuntos PM y SM resultaron ser efectivos para el control de la escorrentía y erosión frente a la propuesta forestal donde no se adicionó ninguna enmienda (C). Las cubiertas de mulch son capaces de interceptar las gotas de lluvia en la superficie del suelo (Faust et al., 2008). Del mismo modo, incrementan la rugosidad superficial lo que se traduce en una reducción tanto de la escorrentía como de los sedimentos generados (Gholami et al., 2013). Por otro lado, la relación entre la adición de mulch y pérdida de suelo no es única, sino que puede variar de forma negativa o positiva dependiendo de la intensidad de lluvia. Nuestros resultados demuestran para PM y SM, menor correlación entre la escorrentía y la I_{30} (r^2= 0.16 y 0.18 respectivamente) que la encontrada para el conjunto C (r^2= 0.62).

Amendment	N	mean (l)	Sd ±	Max	Accumulate
NC	2	5.2	20.1	127.8	431.8
BS	2	9.6	21.2	120.4	545.7
C	2	8.0	22.0	116.7	457.3
SM	2	2.7	8.3	50.0	154.6
PM	2	1.3	3.5	56.4	122.7
RU	2	2.2	5.9	28.7	128.1
HP	2	8.1	20.1	127.8	461.8

Tabla. 1. Escorrentía total generada en los diferentes tratamientos para el periodo de estudio entre Noviembre 2011 y Enero 2014. SM, mulch de paja; PM, mulch de poda; HP, polímeros hidroabsorbentes; RU, lodos de depuradora; C, Control; replicas, N; desviación estándar, Sd±; valor máximo, Max.

Table. 1. General total runoff data collected in the amended soil plots from November 22th 2011 to January 30th 2014. SM, straw mulch; PM, mulch with chipped branches of Aleppo Pine; HP, terracottem hydroabsorbent polymers; RU, sewage sludge; C, Control; replicas, N; standard deviation, Sd ±; maximum value, Max.

Del mismo modo, RU resultan ser efectivos en el control de la erosión y la escorrentía (Tabla 1 y 2). Resultados similares fueron encontrados por Ojeda et al. (2003). La correlación I_{30}-Escorrentía fue también menor que la encontrada en C (r^2 = 0.28), lo que indicaría que existen otros factores que condicionan la respuesta hidrológica de la parcela.

Asimismo se observó que seis meses después de la aplicación de la enmienda se había desarrollado una cubierta de herbáceas del 100 por cien en ambas parcelas. Entre las especies desarrolladas, fue la *Carlina Corymbosa L.* la especie dominante, además sin encontrar evidencias de regueros en las parcelas. Por esta razón, no es posible distinguir entre el efecto protector de la vegetación y el efecto directo de los lodos en la producción de escorrentía. Resultados similares han sido descritos por Ojeda (2003) quien probó que cuando un suelo se trataba con lodos de depuradora a una dosis de 10 Mg ha^{-1}, era la vegetación desarrollada tras la aplicación, el factor principal controlador de la escorrentía.

Los resultados demuestran como ante intensidades bajas, HP pueden reducir la escorrentía y sedimentos respecto a la condición control (C) (Tabla 1 y 2). Sin embargo, este efecto se hizo débil a medida que la intensidad de la precipitación aumentó. Este hecho enfatizó el efecto del sellado superficial

debido a la rápida hidratación del polímero ante intensidades de precipitación medias o altas (Abrol et al., 2013). Chen Shu yue et al. (2011) demostraron que cuando se incrementaban las dosis de polímero (0-5 cm), la permeabilidad decrecía. Además indicaron que este efecto sellado podría ser mitigado con una reducción de la cantidad de polímero aplicado. Así mismo, dosis de aplicación de 10-20 Kg ha^{-1} son recomendadas (Tang et al, 2006).

Amendment	N	mean (Kg)	Sd ±	Max	Accumulate
NC	2	45.4	176.4	883.3	1134.4
BS	2	216.6	619.6	3120.1	5415.4
C	2	317.8	1060.1	5232.7	7446.1
SM	2	14.1	39.6	188.2	323.6
PM	2	6.5	12.5	41.1	149.0
RU	2	6.4	11.5	47.4	161.0
HP	2	201.1	1623.8	7827.7	12526.7

Tabla. 2. Sedimento total generado en los diferentes tratamientos para el periodo de estudio entre Noviembre 2011 y Enero 2014. SM, mulch de paja; PM, mulch de poda; HP, polímeros hidroabsorbentes; RU, lodos de depuradora; C, Control; replicas, N; desviación estándar, Sd±; valor máximo, Max.

Table. 2. Sediment yield data collected in the amended soil plots from November 22th 2011 to January 30th 2014. SM, straw mulch; PM, mulch with chipped branches of Aleppo Pine; HP, terracottem hydroabsorbent polymers; RU, sewage sludge; C, Control; replicas, N; standard deviation, Sd ±; maximum value, Max.

4. CONCLUSIONES

PM, SM Y RU resultaron métodos muy efectivos en el control de la escorrentía y sedimentos frente a los suelos reforestados o no enmendados. Asimismo, en RU no se ha podido distinguir entre el efecto protector de la vegetación o el efecto directo de los lodos. Por otro lado, los polímeros resultaron efectivos cuando la I_{30} fue baja. Sin embargo, el efecto desaparecía conforme la intensidad de precipitación aumentaba.

Agradecimientos

Esta investigación se ha llevado a cabo en el marco del grupo de trabajo P09-RNM-5057, y ha sido financiada por el Gobierno Regional de Andalucía. También, ha contado con el apoyo de Campus Andalucía Tech.

REFERENCIAS

Abrol, V., Shainberg, I., Lado, M., Ben-Hur, M. 2013. Efficacy of dry granular anionic polyacrylamide (PAM) on infiltration, runoff and erosion. European Journal of Soil Science 64, 699 - 705.

Adekalu, K., Olorunfemi, I.A., Osubitan, J.A. 2007. Grass mulching effect on infiltration, surface runoff and soil loss of three agricultural soils in Nigeria. Bioresour. Technol 98, 912 - 917.

Cerdà A, Lasanta T. 2005. Long term erosional response after fire in Central Spanish Pyrenees. Catena 60, 59 - 80.

Chen, S., Gu, G., Dai, Q. 2003. Influence of Polimer blinder on the physical properties and stability of engineer spoil slope. J. Mt. Sci 10, 105 - 115.

Gholami, L., Hamidreza, S., Manhdi, H. 2013. Straw muching effect on splash erosion, runoff and sediment yield from eroded plots. Soil Water Management & Conservation. In press.

FAO. 2007. IUSS Grupo de trabajo WRB. Base Referencial Mundial del Recurso Suelo. Informe sobre Recursos Mundiales de suelos. No. 103. FAO, Roma.

Faust, R. 2008. Aerial mulching techniques-Through fire. 2002. Conference: Managing Fire and fuels. San Diego. 2-5. Gen. Tech. Resp. PSW-GTR-189.

Jordan, A., Zavala, L.M., Gil, J. 2010. Effects of mulching on soil physical properties and runoff under semi-arid conditions in southern Spain. Catena 81, 77 - 85.

Lal, R. 1999. Soil quality and erosion. Soil Water Conservation Society. Boca Raton, FL.

Ress, H.W., Chow, T.L., Loro, P.J., Lovoie, J., Monthein, J.O., Blaauw, A. 2002. Hay mulching to reduce runoff and soil loss under intesive potato production in Nothwestern New Brunswick, Canada. Canadian Journal of Science 82, 253-261.

Macci, C., Doni, S., Peruzzi, E., Masciandaro, G., Mennone, C. 2012. Almond tree and organic fertilization for soil quality improvement. Journal of Environmental Management 95, 215 - 222.

Ojeda, G., Alcañiz, J.M., Ortiz, O. 2003. Runoff and losses by eroison in soil amendedwith sewage sludge. Land Degradation and Development 14, 563 - 573.

Mulumba, L.N., Lal, R. 2008. Mulching effects on selected soil physical properties. Soil & Tillage Reseach 98, 106 - 111.

Saora, G.S., Lal, R. 2003. Soil effectivity of mulching on aggregation carbon sequestration in a Miamian soil in Central Ohio. Land Degradation and Development 14, 481 - 493.

Tang, Z., Lei, T., Yu, T., Shainberg, I., Mamedov, A.I., Ben Hur, M. 2006. Runoff and interrill erosion in sodic soil treated with dry PAM and phospogypsum. Soil Science of America 70, 679 - 690.

COMPARACION DE RESULTADOS MICROTOPOGRÁFICOS EN UNA SUPERFICIE MEDIANTE EL USO DE AGUJAS DE EROSION

Comparing microtopographic results on a surface using erosion pins during three time spans

C. Marín[1] y G. Desir

1 Universidad de Zaragoza. C/Pedro Cerbuna 12. C.P. 50009 Zaragoza. E-mail: cimarin@yahoo.es

Abstract: Bardenas Reales is an erosive depression that constitutes a perfect place to study erosion because it is an impressive badland area without any vegetation. This study was carried out by means of volumetric methods, in this case 242 erosion pins were placed in order o evaluate soil loss. This technique serves to understand microtopographic variations in landsurface by means of periodic measurements. Those, were taken on June 1993, November 1993 and January 2011. On the first six months, mean lowering was 5 mm and corresponds to 81.0 Mg/Ha/yr. On the second measurement, lowering was 8.02 (129 Mg/Ha/yr). That figure is really similar to that obtained after 18 years (8.01 mm). Results show the accuracy of this method and its validation to analyses seasonal erosion variation. Temporal and spatial evolution of erosion along the experimental plot show two trends. Spatial erosion is equally distributed between rill and interril areas. In a temporal way, erosion shows the same values over long times as in the six month values.

Palabras clave: erosion pins, lowering, variability, spatial and temporal evolution
Key words: agujas de erosion, rebajamiento, variabilidad, evolución especial y temporal

1. INTRODUCCION

La depresión erosiva de Bardenas Reales constituye un espacio privilegiado para el estudio de la erosión, puesto que se trata de un espacio prácticamente desprovisto de vegetación y escasa actividad antrópica. La evolución de este área está controlada por las características litológicas y la climatología. Como consecuencia de ello se trata de un modelado muy dinámico y cambiante debido principalmente a la arroyada. Prueba de esta dinámica erosiva son las tasas de erosión obtenidas mediante otras técnicas que arrojan valores superiores a 77,21 Mg/Ha/año. Esta erosión se genera principalmente debido a la acción de la arroyada concentrada desarrollando una extensa red de regueros y gullies que drenan la depresión. Sin embargo, la acción de la arroyada difusa queda diluida frente a la anterior lo que la hace más difícil de cuantificar pues se circunscribe casi exclusivamente a las zonas de interrill y a los derrames al pie de los relieves positivos. Por ello, es importante discriminar la importancia relativa de cada una de ellas. Es con este fin con el que se han empleado diferentes métodos volumétricos para comprender, analizar y cuantificar las variaciones espaciales y temporales debidas a la erosión en estas áreas.

2. METODOLOGIA

El estudio de la erosión puede llevarse a cabo con diferentes metodologías, cada una de ellas con sus ventajas y sus inconvenientes. Así, los métodos dinámicos se basan en la medida de la escorrentía y los sedimentos dentro de un área conocida, por lo que es posible conocer la pérdida de suelo en dicha área (de Ploey y Gabriels, 1980; López Bermúdez et al., 1993).
Los métodos volumétricos consisten en la determinación de las variaciones que experimenta la superficie del terreno como consecuencia de los procesos de erosión y sedimentación (de Ploey y Gabriels, 1980; Albaladejo, 1990; Sancho et al., 1991). Dentro de estas metodologías, la técnica más simple y usada es la de las agujas de erosión, comúnmente usada para conocer la distribución de la erosión en la zona que se estudia. Con medidas periódicas de las mismas agujas, se pueden conocer los ascensos y descensos del terreno debido a la erosión y la sedimentación

(Haigh, 1977; Sancho et al., 1991). Esta técnica consiste en clavar agujas perpendicularmente al suelo, dejando unos 5 cm por encima de la superficie, evitando así que la aguja quede enterrada en caso de existir acreción. Las agujas instaladas son de acero galvanizado, con diámetros que oscilan entre 4 y 6 mm y longitud de 40 a 60 cms (Gutiérrez et al., 1995, Marín y Desir, 2003). La medida de la erosión se realiza colocando una arandela metálica en la superficie del suelo con el fin de que dicha medida se lleve a cabo en una superficie lo más plana posible, lo que minimiza el error de la medida (Fig. 1). Se mide la altura expuesta de la aguja desde la superficie de la arandela, obteniendo el valor del rebajamiento o la acreción del suelo en ese punto en mm. Los valores obtenidos en mm, tanto de rebajamiento como de acreción, se transforman a Mg/Ha/año conociendo la densidad media del material que en este caso es de 2,13 gr/cm^3 (Gutiérrez et al., 1995).



Fig. 1. Medida de una aguja de erosión
Fig. 1. Erosion pins measurement

La zona de estudio, corresponde con la parcela experimental Bardenas1, BD1 que se instaló sobre arcillas y limos de edad Holocena que forman parte de las cuencas experimentales del equipo de Geomorfología de la Universidad de Zaragoza. Se instalaron un total de 242 agujas siguiendo un patrón reticular de 1 m^2 cuya finalidad, además de la medida puntual de la erosión, era la de servir como referencia para la realización de una cartografía de la evolución de las formas.

3. RESULTADOS Y DISCUSION

La primera medida, que corresponde al periodo entre Junio de 1993 y Noviembre de ese mismo año, queda reflejada en la Figura 2 (A: señala el mapa de isolíneas del rebajamiento; B: mapa cromático de las isolíneas. Las zonas de acreción vienen marcadas en tonos claros; C: representación tridimensional de las zonas de erosión-acreción que aparecen en A y B)

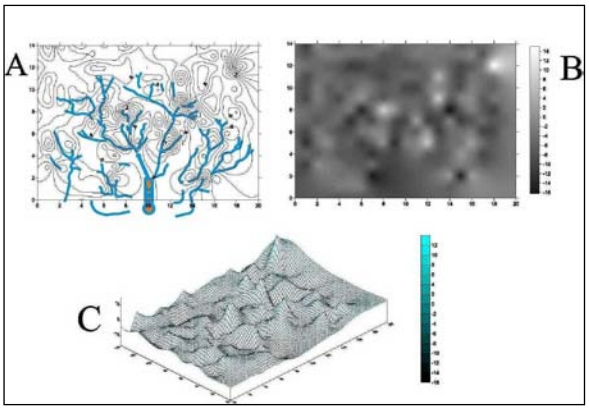


Fig. 2. A) Mapa de isolíneas para el periodo Junio 93-Noviembre 93. B) Representación de las zonas de acreción-erosión para el periodo estudiado. C) Representación en 3D de las zonas de acreción-erosión
Fig. 2. A) Isoline map for June 1993-November 1993 period. B) acretion-erosion zones for th studied period. C) 3D representation of that acretion erosion zones.

Los máximos valores de rebajamiento (aproximadamente 1 cm) se dan en zonas de rills. Las zonas de acreción corresponden con agujas situadas en distintas posiciones. Una de ellas se encuentra colocada en una zona de biocostra, actuando ésta como “escudo” frente a la erosión, lo que justifica la acreción de dicha aguja. Otras zonas donde existe depósito se corresponden con fondos de rills, donde la acreción viene dada por eventuales movimientos en masa. El rebajamiento medio para este periodo es de 5mm, que conociendo la densidad media del material, equivale a unas tasas de erosión de 81,0 Mg/Ha/año (Gutiérrez et al., 1995; Marín, 2011).

La segunda medida, llevada a cabo en Noviembre de 1994 indica un rebajamiento medio de 8,02 mm, que indica unas tasas de 129,92 Mg/Ha/año (Marín, 2011). Tal como muestran las isolíneas de la Figura 3A, la erosión no es muy evidente, predominando de manera generalizada una ligera erosión. La excepción la marca una zona donde el

rebajamiento es de hasta 1,5 cms. Esta zona corresponde a una aguja situada en la cabecera de un rill, por lo que esta elevada erosión se corresponde al propio retroceso de dicha cabecera (Marín, 2011).

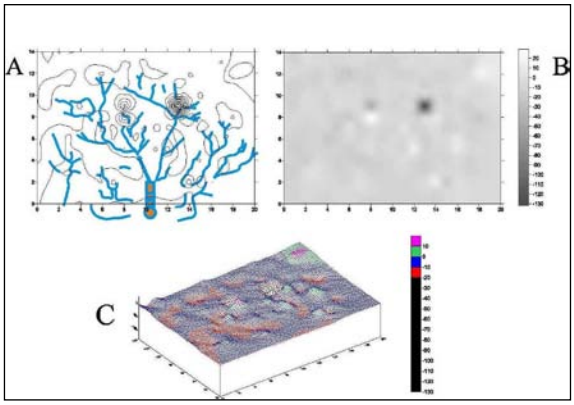


Fig. 3. A) Mapa de isolíneas para el periodo Junio 93-Noviembre 94. B) Representación de las zonas de acreción-erosión para el periodo estudiado. C) Representación en 3D de las zonas de acreción-erosión

Fig. 3. A) Isoline map for June 1993-November 1994 period. B) acretion-erosion zones for th studied period. C) 3D representation of that acretion erosion zones.

La última medida se llevó a cabo en enero de 2011, obteniendo una tasa media de rebajamiento de 140,9 mm. Aplicando nuevamente la densidad media del material, las tasas obtenidas corresponden a 2282,58 Mg/Ha/año (Figura 4). Se trata de unas elevadísimas tasas de erosión debido a diversos factores. Uno de ellos es el error propio de la interpolación, kriging, del programa informático Surfer 7.0 con el que se realizó los cálculos. Otro factor a destacar es que en esta última medida de enero de 2011 no todas las agujas pudieron ser medidas (Marín, 2011). Algunas de ellas, debido a la oxidación o al propio proceso erosivo habían desaparecido o se encontraban rotas, siendo por tanto imposible su medida. Así, de las 242 agujas instaladas, solamente se pudieron medir 158. En cualquier caso, las tasas de erosión obtenidas son muy elevadas.

Tal como se muestra en la figura 4, existe claramente una zona de acreción en el margen superior derecho, que corresponde con una amplia zona de biocostra (la misma que aparece en la Figura 2) y otra en el margen inferior izquierdo que pertenece a una zona de interrill (Marín, 2011). En general, las zonas de mayor erosión corresponden con una profundización y ampliación del cauce de los principales rills de la zona de estudio (Marín, 2011).

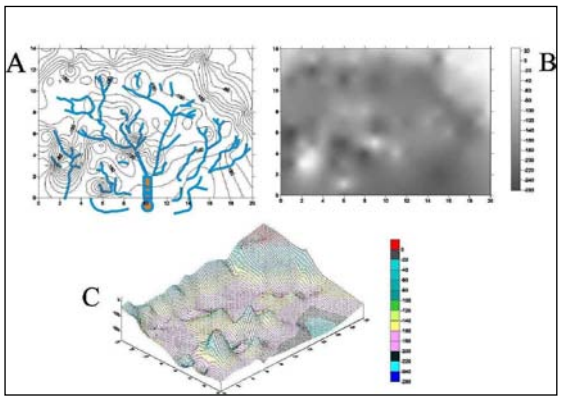


Fig. 4. A) Mapa de isolíneas para el periodo Junio 93-Enero 2011. B) Representación de las zonas de acreción-erosión para el periodo estudiado. C) Representación en 3D de las zonas de acreción-erosión

Fig. 4. A) Isoline map for June 1993-January 2011 period. B) acretion-erosion zones for th studied period. C) 3D representation of that acretion erosion zones.

Calculando la tasa media de erosión en esos 17 años y 7 meses, la erosión media es de 8,01 mm, equivalente a 129,81 Mg/Ha/año, datos similares a los obtenidos en la segunda media realizada (correspondiente a la Figura 3).

4. CONCLUSIONES

Existen una serie de situaciones en las arcillas terciarias que condicionan el cálculo de las tasas de erosión en ellas. Una de ellas es la presencia de zonas relativamente extensas de biocostra que afecta a la hidrología, erosión y propiedades del suelo, provocando generalmente un descenso en la infiltración y erosión (Alexander y Calvo-Cases, 1990; Solé Benet et al., 1997; Warren, 2003), aumentando la estabilidad del suelo (Alexander y Calvo-Cases, 1990; Eldridge y Green, 1994; Yair, 2003).

La presencia de esta biocostra reduce la erosión por incisión hídrica, manteniendo la superficie microtopográfica del terreno más o menos estable, existiendo incluso acreción en algunos puntos (Figuras 2, 3 y 4).

Otro factor a reseñar es la presencia de abundantes movimientos en masa tipo coladas de barro. Dichas coladas, que se generan en las laderas de las arcillas terciarias tapizan el fondo de los rills, enmascarando los datos de erosión al generar datos positivos en ese sentido

(acreción). Estas coladas de barro ocurren fundamentalmente en los meses de invierno, donde las lluvias son escasas y de baja intensidad (Marín, 2006). Además, la baja evapotranspiración existente durante ese periodo es baja, lo que favorece que el sedimento pueda adquirir la humedad necesaria para deslizar. Durante la primavera, se produce la incisión de este material que ocupa el fondo de los rills. Por ello, medidas realizadas en los meses de invierno puede traer consigo una acreción en determinadas zonas, mientras que en primavera o verano, las medidas obtenidas resultan claramente en valores de erosión.

Por otra parte, la última medida realizada en Enero de 2011 difiere poco de la llevada a cabo en segunda instancia (Noviembre de 1994). Esto pone de manifiesto que si bien en las primeras medidas sí existen diferencias claras en cuanto a las tasas de erosión obtenidas, a largo plazo las diferencias son mínimas. Este hecho remarca la utilidad e importancia de esta técnica para medidas a largo plazo, pudiendo en este caso en concreto, extrapolar las tasas de erosión. En esos casi 18 años de medida ha existido una amplia variabilidad climática (años más húmedos y años más secos), sin embargo, las tasas de erosión son casi iguales a las realizadas solo 17 meses después de la instalación de las agujas de erosión.

REFERENCIAS

Albaladejo, J. (1990). Metodologías para la Evaluación Experimental de Pérdida de Suelo. Erosión del Suelo en Condiciones Ambientales Mediterráneas. Universidad Menéndez Pelayo. Seminarios y Encuentros. Valencia, 21 pp.

Alexander, R.W. y Calvo-Cases, A. (1990). The influence of lichens on slope processes in some Spanish badlands. En: Thornes, J.B. (Ed.). Vegetation and Erosion. Wiley. Chichester, 385-398.

de Ploey, J. y Gabriels, D. (1980). Measuring soil loss and experimental studies. En: Kirkby, M.J. y Morgan, R.P.C. (Eds.). Soil Erosion. Wiley. London, 63-108.

Eldridge, D.J. y Greene, R.S.B. (1994). Microbiotic soil crusts: a review of their roles in soil and ecological processes in the rangelands of Australia. Australian Journal of Soil Research, 32, 389-415.

Gutiérrez, M., Sancho, C., Desir, G., Sirvent, J., Benito, G. y Calvo, A. (1995). Cuantificación de la erosión hídrica y procesos geomorfológicos en terrenos arcillosos y yesíferos de la Depresión del Ebro. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Universidad de Zaragoza. Zaragoza, 389 pp.

Haigh, M.J. (1977). The use of erosion pins in the study of slope evolution. British Geomorphological Research Group Technology Bulletin, 18, 31-49.

López-Bermúdez, F., García Ruiz, J.M., Romero Díaz, M.A., Ruiz Flaño, P., Martínez Fernández, J. y Lasanta, T. (1993). Medidas de flujos de agua y sedimentos en parcelas experimentales. Cuadernos Técnicos de la S.E.G. Geoforma. Logroño, 38 pp.

Marín, C. y Desir, G. (2006). Descripción morfológica y origen de las coladas de barro desarrolladas sobre arcillas terciarias en la depresión de Bardenas Reales (Depresión del Ebro). En: Pérez-Alberti, A. y López-Bedoya, J. (Eds.). Geomorfología y Territorio. Universidad de Santiago de Compostela. Santiago de Compostela, 221-234.

Marín, C. (2011). Procesos de erosión y morfologías resultantes de la misma en un área de clima semiárido (Bardenas Reals, Navarra). Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 273 pp.

Marín, C. y Desir, G. (2003). Comparación entre distintas técnicas para la determinación de la pérdida de suelo. Bardenas Reales (Navarra). Edafología, 10 (3), 215-225.

Sancho, C., Benito, G. y Gutiérrez, M. (1991). Agujas de Erosión y Perfiladores Microtopográficos. Cuadernos Técnicos de la S.E.G. Geoforma. Logroño, 28 pp.

Solé Benet, A., Calvo, A., Cerdá, A., Lázaro, R., Pini, R. y Barbero, J. (1997). Influences of micro-relief patterns and plant cover on runoff related processes in badlands from Tabernas (SE Spain). Catena, 31, 23-38.

Warren, S.D. (2003). Biological soil crusts and hydrology in North American deserts. En: Belnap, J. y Lange, O.L. (Eds.). Biological Soil Crusts: Structure, Function and Management. Springer. Berlin, 327-337.

Yair, A. (2003). Effects of biological soil crusts on water redistribution in the Negev desert, Israel: a case study in longitudinal dunes. En: Belnap, J. y Lange, O.L. (Eds.). Biological Soil Crusts: Structure, Function and Management. Springer. Berlin, 303-314.

EL PAISAJE SINGULAR DE LA CÁRCAVA ARENOSA DE RIBAGORDA (PERALEJOS DE LAS TRUCHAS, GUADALAJARA): PRODUCCIÓN DE SEDIMENTOS Y ORIGEN INDUCIDO POR LA ACTIVIDAD HUMANA

The singular landscape of the Ribagorda sand gully (Peralejos de las Truchas, Guadalajara): sediment yield and human-induced origin

Martín-Moreno, C.[1], Fidalgo, C.[2], González Martín, J.A.[2], Martín Duque, J.F.[1] y Zapico Alonso, I.[1]

[1] Dpto. Geodinámica, Universidad Complutense Madrid e Instituto de Geociencias, IGEO (CSIC, UCM).
[2] Dpto. Geografía, Universidad Autónoma de Madrid (UAM).

Abstract: The objectives for studying the Ribagorda sand gully (Upper Tagus Natural Park, Guadalajara) were to find out its origin and age and to quantify its current geomorphic activity. Historical records and maps were consulted to determine the land transformation. To quantify sediment yield, we monitored, for five years, the filling of the storage areas of three check dams built downstream of the gully. The Ribagorda gully was initiated between the end of the Middle Age and the rise of the Modern Age. Deforestation was the cause of the gully's origin and further development. Its landforms denote a high geomorphic activity, with a mean annual sediment yield of 121 Mg $ha^{-1}yr^{-1}$. The amount of sediment eroded by the gully since its origin was 962,800 Mg. The understanding of the age, origin, dynamics and geomorphic evolution trending towards new steady states is essential information for an appropriate environmental management of this landscape.

Palabras clave: cárcavas, transformación humana del paisaje, producción de sedimentos, diques de corrección hidrológica, Parque Natural del Alto Tajo.
Key words: badland gullies, human land transformation, sediment yield, check dams, Upper Tagus Natural Park

1. INTRODUCCIÓN

Las cárcavas y paisajes de *badlands* pueden encontrarse por todo el mundo bajo distintos climas, siendo comunes en ambientes mediterráneos. Su desarrollo está condicionado por la ausencia de vegetación y la litología. Los sustratos más comunes para su desarrollo son margas, arcillas y lutitas. Sin embargo, son escasas en arenas (Lucía *et al.*, 2011).

El desarrollo de cárcavas puede producir problemas medioambientales y socio-económicos. Por tanto, entender el origen y desarrollo de estas formas y cuantificar su actividad, son la clave para su gestión.

Este trabajo se desarrolló en la espectacular cárcava de Ribagorda (Parque Natural del Alto Tajo, PNAT). En este espacio protegido existe una presunta problemática ambiental por emisión de sedimentos (Martín Moreno *et al.*, 2008). Los objetivos han sido determinar el origen y edad de la cárcava y cuantificar su producción de sedimentos. La hipótesis establece una vinculación entre la formación de la cárcava y la actividad humana (antiguos usos de suelo), así como una alta actividad geomorfológica.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La cárcava de Ribagorda (localmente *Terrera de la Virgen*) se sitúa en el PNAT, en Peralejos de las Truchas, Guadalajara (Fig. 1).

El clima de este zona es mediterráneo templado con veranos secos y suaves e influencia continental. La precipitación media anual es de 783 mm y la temperatura de 10 ºC. Estacionalmente, se caracteriza por tener inviernos fríos con nevadas y veranos cortos y secos con lluvias intensas. La primavera y el otoño suelen ser húmedos. La litología la componen rocas mesozoicas, calizas y arenas

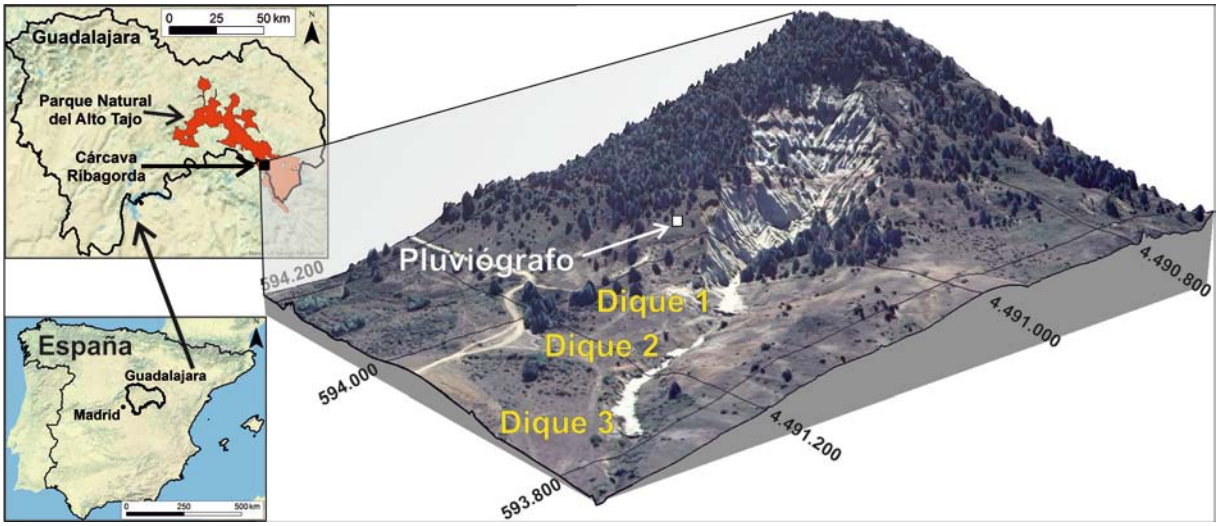


Fig. 1 Localización de la cárcava de Ribagorda.
Fig. 1 Ribagorda gully's location.

silíceas con caolín (*Formación Utrillas*). El paisaje se caracteriza por parameras y cañones. En las primeras, los suelos son luvisoles crómicos y cambisoles calcáricos; las laderas están cubiertas por coluvión calizo con cambisoles. Respecto a la vegetación, predominan las praderas para pastos y los bosques de pino silvestre (*Pinus sylvestris*).

Considerando su posición fisiográfica, la cárcava de Ribagorda puede definirse como una cárcava de ladera (*midslope gully*) (Campbell, 1997) aunque también puede describirse como un pequeño *badlands*. Tiene un área de 4.17 ha y es la principal fuente de sedimento de la cuenca en la que se inscribe.

3. MATERIAL Y MÉTODOS

3.1. Usos del suelo y transformación humana del paisaje

Se analizaron numerosos documentos históricos para determinar los distintos usos del suelo y la transformación paisajística del entorno de la cárcava de Ribagorda. A fin de establecer su cronología, se buscó la primera mención citada o representada en una fuente documental o cartográfica.

Se consultaron documentos históricos y mapas localizados en distintas bibliotecas y archivos, así como escritos de naturalistas e ingenieros (José Briz y Pedro Simó y Gil, Guillermo Bowles y Carlos Castel) que visitaron la zona en los siglos XVIII y XIX. Se consultaron mapas de estas centurias y actuales y todas las ortofotos disponibles de la zona.

3.2. Características del sustrato y formas

Para caracterizar el sustrato de la cárcava, se cuantificó —en 12 puntos de su interior—, la resistencia mecánica a la penetración, con un penetrómetro de bolsillo, y la resistencia a torsión usando un torvane. Se realizaron 5 medidas en cada punto, en condiciones secas, y se calculó la media. Además se tomaron muestras para el cálculo de textura mediante el método de la pipeta de Robinson. Se usó la clasificación textural de la USDA. También se efectuó una descripción las formas y procesos geomorfológicos del interior de la cárcava.

3.3. Producción de sedimentos

Para cuantificar la producción de sedimentos se realizó el seguimiento del relleno de tres diques de corrección hidrológica situados aguas abajo de la cárcava. Para ello, durante 5 años, se midió periódicamente la altura de una serie de barras clavadas en el vaso de los diques. A partir de un modelo digital de elevaciones (MDE) de los vasos de los diques vacíos y su comparación con los MDE construidos a partir de las alturas de las barras medidas, se calculó el volumen de sedimento retenido por los diques. Para calcular su masa (Mg), este volumen se multiplicó por la densidad aparente de los sedimentos retenidos. Relacionando la cantidad de sedimento retenido cada año y la superficie de la cárcava se calculó la producción de sedimentos anual y la media para los 5 años. Se registró la precipitación con un pluviógrafo.

Además, se estimó el volumen y cantidad de sedimentos erosionados en la cárcava desde

su origen. Para ello, se reconstruyó el MDE de la ladera sin cárcava y se comparó con el de la ladera actual (con cárcava). Al restar ambos, usando el software ArcGIS 10.2, se obtuvo el volumen de sedimentos erosionado. Éste se multiplicó por su coeficiente de expansión y su densidad aparente para calcular la cantidad de sedimento (Mg).

3.4. Descripción de los sedimentos retenidos por los diques de corrección hidrológica

Se abrieron tres calicatas de 2 m de profundidad en el sedimento retenido por el primer dique, para caracterizar la cuña sedimentaria. Las facies verticales se describieron en función de su litología, estructuras sedimentarias y geometría, usando para su clasificación el sistema de códigos de Miall (1978). Se tomaron muestras a distintas profundidades para determinar su distribución granulométrica y densidad aparente.

4. RESULTADOS

4.1. Usos del suelo y transformación humana del paisaje

Los documentos y mapas históricos no ofrecen información precisa sobre la edad de la cárcava, pero señalan un origen antrópico, siendo la deforestación la principal responsable de su origen y desarrollo.

La presencia de una herrería cerca de la cárcava podría haber intensificado la explotación del hierro y la deforestación debido a la utilización de la madera como combustible. Esta herrería debió ser muy importante, ya que aparece representada en mapas con poco detalle de los siglos XVIII y XIX (Fig. 2) y consumía gran cantidad de carbón vegetal. El transporte fluvial de madera desde los alrededores de la cárcava (*maderadas*), así como el pastoreo, la agricultura y la minería también contribuyeron al deterioro de la cubierta vegetal.

El entorno de la cárcava sufrió varios periodos de deforestación como mencionan los naturalistas que visitaron la zona, los cuales expresan rotundamente que estos parajes se encuentran intensamente degradados, habiendo tenido espesos bosques en el pasado.

La primera mención de la cárcava tuvo lugar a mediados del siglo XX por Sanz y Díaz (1948) quien usó su término local. Sin embargo, las descripciones del paisaje realizadas por los naturalistas y viajeros del siglo XVIII coinciden con las características y localización de la cárcava, aunque no la nombran explícitamente.

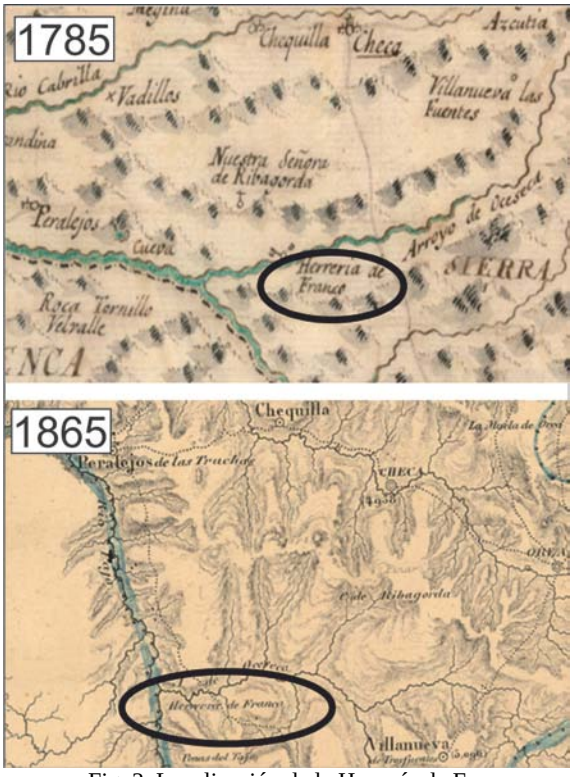


Fig. 2. Localización de la Herrería de Francos. Arriba: Mapa Geográfico de El Señorío de Molina, 1785. Abajo: Mapa de la Provincia de Guadalajara, 1865.
Fig. 2. Location of Herrería de Francos. Above: Geographic Map of El Señorío de Molina, 1785). Below: Guadalajara Province map, 1865.

4.2. Características del sustrato y formas

La textura principal del sustrato es arenosa-franca, con más de un 79% de arena y entre 1,5% y 6% de arcilla. La resistencia mecánica a la penetración varía entre 0,8 kg cm^{-2} y 2,9 kg cm^{-2}. La resistencia a torsión varía entre 0,4 kg cm^{-2} y 6,3 kg cm^{-2}. En campo se advirtió que el sustrato es más fácil de erosionar en condiciones húmedas que en secas.

Las formas más comunes del interior de la cárcava son divisorias afiladas, redes de regueros y cárcavas, pináculos y conos de arena y derrubios. También aparecen pequeños pedestales y *talus flatirons*. La cárcava se caracteriza por tener laderas con alta pendiente (mayor de 20º).

4.3. Producción de sedimentos

La producción media de sedimentos para los 5 años fue 121 Mg $ha^{-1}año^{-1}$ (Tabla 1), calculada

a partir del sedimento retenido en los 3 diques. El volumen de sedimentos erosionados de la cárcava, desde su origen, es 692.700 m^3, correspondiente a rocas consolidadas. El factor de expansión para las arenas de *Utrillas* es de 1,23, por lo que el volumen de sedimentos sin consolidar es de 852.000 m^3, unos 962.800 Mg.

Tabla1. Producción anual y media de sedimentos.
Table 1. Annual and mean sediment yield.

Año	Lluvia anual mm	Tasa producción sedimentos Mg ha^{-1}año^{-1}	Tasa producción sedimentos media Mg ha^{-1}año^{-1}
2008	527	76	
2009	614	63	
2010	900	243	121 (79)*
2011	493	63	
2012	374	158	

*Entre paréntesis, desviación estándar. *In brackets, standard deviation.*

4.4. Descripción de los sedimentos retenidos por los diques de corrección hidrológica

Se identificaron cinco facies en la cuña sedimentaria formada aguas arriba del primer dique siendo las arenosas las predominantes: 1) gravas masivas o matriz soportadas con ligera inclinación, horizontal-subhorizontal (Gms); 2) arenas de tamaño medio a grueso con laminación planar-subhorizontal (Sp); 3) arenas de tamaño fino a medio con laminación horizontal-subhorizontal (Sh); 4) limos con laminación paralela y *ripples* muy pequeños (Fl) y 5) limos y arcillas masivas (Fm).

En general, se aprecia una repetición cíclica de una secuencia granodecreciente. A muro de la secuencia aparecen las gravas; sobre ellas las arenas pueden presentar gravas dispersas, e intercalaciones de capas de partículas de menor tamaño (arenas muy finas y limos). Finalmente, se observan capas de finos.

Las texturas de las muestras tomadas a distintas profundidades son principalmente arenosas, con valores muy altos de porcentaje de arenas (valores siempre mayores de 80%). La densidad media obtenida es de 1,13 g cm^{-3}.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

De acuerdo con la información histórica recopilada, la cárcava de Ribagorda pudo iniciarse de forma embrionaria entre el final de la Edad Media (siglo XV) y el inicio de la Edad Moderna, sin poder precisar más. Se considera por tanto que el factor desencadenante de los procesos erosivos fue la transformación humana del paisaje mediante pastoreo, corta de madera y cultivos. Creemos que esta erosión se acentuó a finales del siglo XVIII, cuando hubo un aumento de la demanda de madera para su uso como carbón vegetal en la herrería.

Las formas observadas en la cárcava denotan una erosión hídrica muy activa y procesos de movimientos en masa. Éstos, junto con la producción de sedimentos cuantificada, son señales inequívocas de una intensa actividad morfogenética. Consideramos que su elevada eficacia es consecuencia de la perturbación humana del equilibrio en el sistema geomorfológico y un buen ejemplo de los efectos de la deforestación.

Entender científicamente el origen y evolución geomorfológica de éste y otros paisajes análogos es clave para su adecuada gestión.

Agradecimientos

Este trabajo representa un resultado de los proyectos REMEDINAL-2 (S2009/AMB-1783) y CGL2010-21754-C02-01. La contribución de Ignacio Zapico forma parte de su beca predoctoral JAE-Predoc del CSIC. Los autores agradecen la ayuda de las innumerables personas que han colaborado en este trabajo, así como los responsables de los archivos de Molina de Aragón y Peralejos de las Truchas.

REFERENCIAS

Campbell, I.A., 1997. Badlands and badland gullies. En: Thomas, D.S.G. (Ed.), Arid Zone Geomorphology. Belhaven Press, London, 261-291.

Lucía, A., Laronne, J.B. y Martín Duque, J.F, 2011. Geodynamic processes on sandy slope gullies in central Spain field observations, methods and measurements in a singular system. Geodinamica Acta 24 (2), 61-79.

Martín Moreno, C., Zapico, I., Nicolau, J.M., Martín Duque, J.F., Lucía, A. y Sanz, M.A., 2008. Geomorfología y gestión del Parque Natural del Alto Tajo (2). En Benavente, J. y Gracia, F.J. (Eds.): Trabajos de Geomorfología en España, 2006-2008, SEG, Cádiz, 463-466.

Miall, A.D. 1978. Fluvial sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, Alberta.

Sanz y Díaz, J. 1948. El santuario de Nuestra Señora de Ribagorda, Certamen de 1947, Tercera parte. Gráficos Academia Mariana, Lérida, nº 16, 43 pp.

TIPOS DE TIEMPO, PRECIPITACIÓN Y EROSIÓN EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

Weather types, precipitation and erosion in the Iberian Peninsula

E. Nadal-Romero[1], J.C. González-Hidalgo[1], N. Cortesi[1], G. Desir[2], J.A. Gómez[3], T., Lasanta [4], A. Lucía[5], C. Marín[2], J.F. Martínez-Murillo[6], E. Pacheco[7], M.L., Rodríguez-Blanco[8], A. Romero Díaz[9], J.D. Ruiz-Sinoga[6], E. Taguas[10], M.M. Taboada-Castro[8], T. Taobada-Castro[8], X. Úbeda[7] y A. Zabaleta[11],

1 Dep. Geografía. Universidad de Zaragoza. IUCA. Pedro Cerbuna, 12. 50009, Zaragoza. estelanr@unizar.es
2 Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza
3 Instituto de Agricultura Sostenible-CSIC, Córdoba
4 Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC, Zaragoza
5 Faculty of Science and Technology. Free University of Bolzano
6 Departamento de Geografía. Universidad de Málaga
7 Grup de Recerca Ambiental Mediterrània. Dep.de Geografia Física i AGR. Universitat de Barcelona
8 Facultad de Ciencias. Universidade da Coruña. Universidade da Coruña
9 Departamento de Geografía. Universidad de Murcia
10 Esc. Técnica Sup. de I. Agronómica e I. de Montes. Dpto. Ingeniería Rural. Universidad de Córdoba
11 Dpto. Geodinámica. Facultad de Ciencia y Tecnología. Universidad del País Vasco

Abstract: Weather Types (WTs) analyses categorize the continuum of atmospheric circulation into a small number of classes. Previous studies have shown that specific WTs in the Iberian Peninsula (IP) have been recognized as one of the most important factors that control the spatial and temporal distribution of precipitation, and shown that precipitations depends on more WTs to the West than to the East of the IP. In the present research we analyze the relationship between WTs, precipitation and soil erosion in different areas of the IP with the aim to detect spatial variations in the aforementioned relations. To do that, we have jointed different research groups spread along the IP, and combined different erosion databases with the WTs classification calculated using the NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Results show that the 3 WTs most efficient in precipitation were C, W and SW, and the most efficient WTs in soil erosion were NW, SW and W, depending on the area. It means that erosion is driven by particular events, and that no all precipitation produces soil erosion, i.e. soil erosion is produced by small quantity of precipitation.

Palabras clave: Tipos de tiempo, erosión, precipitación, Península Ibérica
Key words: Weather types, erosion, precipitation, Iberian Peninsula

1. INTRODUCCIÓN

La erosión del suelo es un proceso complejo que incluye el arranque y transporte del material de superficie por el efecto de los agentes erosivos. La precipitación es considerada uno de los principales agentes erosivos, lo que explica el creciente interés que en la comunidad científica se ha suscitado por su análisis en los últimos años en el contexto de cambio global. Asimismo, la precipitación es uno de los elementos del clima más variables en el espacio y en el tiempo; en la región Mediterránea es la variable climática de mayor relevancia por su modesta cuantía y variabilidad. Uno de los enfoques más recientes de la climatología para analizar la precipitación y su variabilidad es el estudio de los tipos de tiempo (Weather Types, WT) (Trigo y DaCamara, 2000; Cortesi et al., 2013) por la capacidad de síntesis que proporciona sobre el continuum atmosférico y por la razonable facilidad con que se pueden determinar los campos de presiones en los modelos climáticos.

Cortesi et al. (2013) han demostrado en la Península Ibérica (IP) que la precipitación

depende hacia occidente de un mayor número de tipos de tiempo que en la fachada mediterránea, siendo además en estas áreas los tipos de tiempo generadores de precipitaciones muy diversos y con efectos no generales. Del mismo modo, un estudio pionero ha señalado que la erosión en una zona acarcavada en el Pirineo Central se asocia a muy pocos tipos de tiempo (Nadal-Romero et al., 2014). Por estas razones, los cambios pasados o futuros de las frecuencias de solo 1 o 2 WTs podrían tener un impacto significativo en los totales de precipitación y, consecuentemente, en los procesos de erosión, degradación y desertificación, siendo su efecto desconocido hasta el momento en la IP.

En el presente estudio analizamos las relaciones entre los WTs, la precipitación y la erosión en diferentes puntos de la IP, con el objetivo de verificar si la erosión del suelo en la IP varía acorde los diferentes WTs.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Área de estudio

Se han recopilado datos de 17 áreas de estudio de erosión del suelo de la IP (total 37 puntos de muestreo).

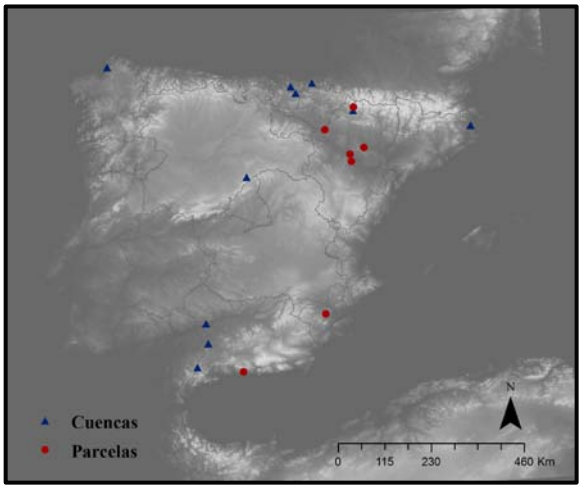


Fig. 1. Localización de las áreas de estudio.
Fig. 1. Location of measurement sites.

Las áreas de estudio (Fig. 1) incluidas en la base de datos son: la cuenca de Corbeira (rio Mero) en A Coruña; las cuencas de Aixola, Barriendola y Añarbe en Gipuzkoa; 2 parcelas con diferente exposición en las Bardenas, Lanaja, La Puebla de Alfinden y Mediana de Aragón todas ellas en el Valle del Ebro; la estación Experimental Valle de Aísa (7 usos de suelo diferentes); y la cuenca experimental de Araguás en el Pirineo Central; las cuencas de la riera de Vernegà en el macizo de Les Gavarres, Girona; la cuenca de la Barranca de los Pinos en Segovia; las microcuencas de La Manga (Setenil, Cádiz); y Arroyo Blanco (Puente Genil, Córdoba); la cuenca de la Conchuela en Córdoba, el área experimental El Pinarillo, en el Parque Natural de Sierra Tejeda, Almijara y Alhama en Málaga; y el campo experimental de "El Ardal", en la Cuenca del Rio Mula, Región de Murcia.

2.2. Bases de datos de WTs

Los WTs diarios se calcularon a partir de los datos diarios de valores de presión superficial. En el presente caso hemos empleado la base de datos diaria de presiones superficiales del *NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project* periodo 1970-2012 (Kalnay et al., 1996). Los WTs diarios fueron clasificados en 26 tipos, siguiendo la clasificación de Lamb, modificada por Jenkinson y Collison (1977). Dicha clasificación adopta un conjunto de índices que toman en cuenta explícitamente las consideraciones físicas o geométricas, es decir, la dirección y la fuerza del flujo de aire, la dirección y la vorticidad del flujo geostrófico, y la señal y la intensidad de la ciclonicidad (Jones et al., 1993; Trigo y DaCamara, 2000). La clasificación consta de 10 WTs puros (NE, E, SE, SW, W, NW, N, C y A), y 16 híbridos (8 para cada híbrido C o A) (Tabla 1).

Tabla 1. Tipos de tiempo: 2 controlados por la vorticidad (A y C), 8 puntos direccionales y 16 híbridos.
Table 1. WTs: 2 types controlled by geostrophic vorticity (A and C), eight directional types and 16 hybrid types.

Direccional	No direccional	Híbridos	
		A	*C*
Norte (N)	Anticiclónico	AN	CN
Noroeste (NE)	(A)	ANE	CNE
Este (E)	Ciclónico (C)	AE	CE
Sureste (SE)		ASE	CSE
Sur (S)		AS	CS
Suroeste (SW)		ASW	CSW
Oeste (W)		AW	CW
Noroeste (NW)		ANW	CNW

2.3. Base de datos de precipitación y erosión

La base de datos generada recoge 5199 eventos de erosión, todos ellos registrados en las 17 áreas de estudio. Los 37 puntos de muestreo

proceden de 11 cuencas experimentales y 26 parcelas experimentales con diferentes usos del suelo. Se han seleccionado solo los eventos de precipitación que han generado escorrentía y transporte de sedimento.

3. RESULTADOS

3.1. Precipitación y WTs

La Tabla 1 presenta la distribución de los WTs en función de la cantidad de precipitación generada (%), observándose diferencias espaciales: el W predomina en A Coruña, Pirineos Centrales, Segovia, Cádiz, Córdoba y Málaga; el NW en Gipuzkoa; el SW en Bardenas y Puente Genil; el N en Vernegà; y por último el E en el Valle del Ebro y Murcia. Cada WT explica un % de la precipitación con un patrón espacial característico. Globalmente, los 3 WTs más influentes son el C, W y SW.

3.2. Transporte de sedimento y WTs

La Tabla 2 presenta el % de suelo erosionado sobre el total producido en los diferentes puntos de estudio. En general, los WTs más eficientes en la generación de sedimento son: el NW, SW y W. No obstante, se observan diferencias espaciales: el NW predomina en el norte de la península (Gipuzkoa, Pirineo, Valle del Ebro y Segovia); el SW en A Coruña y Córdoba; el W en Cádiz y Málaga; mientras el E y SE aparece principalmente en la Región de Murcia.

La Figura 2 presenta la contribución (%) de los diferentes WTs en 4 puntos diferentes de la IP: (i) en la cuenca experimental la Barranca de los Pinos (Segovia) predominan el NW (56,4%), W (18,6%) y N (5%), siendo también importante la contribución del C (18,8%); (ii) en la cuenca de Araguás (Pirineo Central) destacan los flujos del NW y SW (29,4 y 28,5% respectivamente) y el W (12,3%), mientras el C produce un 9% del SY total; (iii) en la cuenca de Arroyo Blanco (Puente Genil, Córdoba) predomina el SW (46,3%), seguido del W y NW (10 y 9,5% respectivamente), siendo la aportación del C un 16,5%; (iv) y por último en el campo experimental de "El Ardal" (Región de Murcia) hay que resaltar la importancia de los flujos del E (32,1%) y SE (10,3%), aunque el C con un 43% es el WT que genera mayor % de sedimento sobre el total. En todos los casos los 3 WTs más importantes producen más del 50% del suelo erosionado total, llegando en algún caso a superar el 95%.

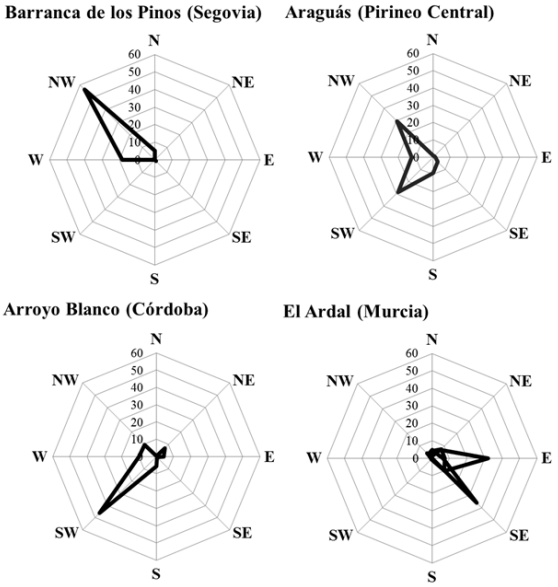


Fig. 2. Contribución (%) de los diferentes WTs en la generación de sedimento durante eventos registrados en Segovia, Pirineos Centrales, Córdoba y Murcia. Se han agrupado los diferentes tipos de tiempo en función de la dirección del viento; anticiclónicos y ciclónicos no se presentan en la figura.

Fig. 2. Contribution (%) from different WTs to SY during flood events recorded in Segovia, Central Pyrenees, Córdoba and Murcia. WTs have been grouped by wind direction and anti-cyclonic and cyclonic types where not shown in the graphics.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las clasificaciones de WTs (de base física) proporcionan un sistema fácil de comprender los patrones atmosféricos. Por ello han sido utilizados en diferentes investigaciones hidrológicas (Wilby et al., 1997). Los resultados presentados en este trabajo confirman que los WTs pueden ser una buena herramienta en estudios de erosión.

En términos generales, el análisis de las relaciones entre WTs, precipitación y la erosión es valioso, y sugiere que la mayoría de la precipitación y la erosión se producen principalmente en el marco específico de unas condiciones atmosféricas (WTs). Los resultados demuestran que los 3 WTs que generan mayor % de precipitación sobre el total son C, W y SW observándose diferencias espaciales importantes. Estas diferencias son más acentuadas respecto a la producción total de sedimento, siendo los WTs más eficientes el NW, SW y W.

Tabla 2. Porcentaje de precipitación (prec) y de producción de sedimento (sed) en los diferentes puntos de estudio. Hemos agrupado los diferentes tipos de tiempo en función de la dirección del viento; anticiclónicos y ciclónicos no se presentan.
Table 2. % precipitation and sediment yield in the different study areas. WTs have been grouped by wind direction and anti-cyclonic and cyclonic types where not shown in the graphics

Área de estudio		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
A Coruña	prec	2,5	1,0	0,6	0,8	4,5	28,2	**34,5**	10,5
	sed	2,8	0,7	0,0	0,0	1,3	***40,3***	32,6	6,6
País Vasco	prec	18,2	13,0	3,4	1,2	1,5	5,0	13,6	**22,5**
	sed	1,9	8,5	0,7	0,2	13,9	1,1	25,9	***28,8***
Bardenas	prec	5,8	3,2	8,4	10,4	10,0	**13,8**	10,0	8,1
	sed	***17,2***	13,5	5,3	9,7	2,7	6,0	13,5	3,3
Aisa	prec	5,3	4,3	5,4	4,8	9,8	18,5	**19,2**	10,9
	sed	3,9	0,3	2,7	2,6	***32,0***	19,2	6,5	15,5
Araguás	prec	3,6	4,1	6,8	5,3	9,9	17,3	**18,0**	10,3
	sed	0,8	0,9	1,3	3,6	9,3	28,5	12,3	***29,4***
Lanaja	prec	3,2	7,4	**14,1**	10,2	9,8	13,7	8,3	2,5
	sed	***11,8***	8,6	5,3	6,4	9,5	10,5	8,2	5,9
La Puebla	prec	3,4	6,8	**15,8**	10,1	7,2	9,1	10,4	4,6
	sed	7,6	11,4	6,1	3,8	6,9	6,1	***13,7***	***13,7***
Mediana	prec	6,4	5,1	**18,9**	12,6	6,8	9,2	8,5	0,8
	sed	16,9	3,9	1,1	***25,8***	2,0	5,0	4,7	14,9
Vernegà	prec	**12,1**	7,3	9,1	10,2	10,6	6,8	6,0	7,9
	sed	1,2	2,5	0,6	1,5	***53,1***	32,7	3,3	0,1
Segovia	prec	10,0	5,0	4,9	2,2	3,1	9,5	**25,2**	18,4
	sed	5,0	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0	18,6	***56,4***
Puente Genil	prec	2,3	0,3	11,7	3,0	6,1	**25,3**	21,2	4,7
	sed	0,3	6,9	4,1	0,7	5,8	***46,3***	10,0	9,5
Setenil	prec	5,7	3,2	3,7	3,6	4,4	19,0	**24,5**	13,2
	sed	0,4	1,2	2,4	2,2	3,3	15,7	***27,9***	7,9
La Conchuela	prec	7,3	2,2	2,7	2,8	2,9	21,2	**33,1**	7,1
	sed	1,2	2,4	1,9	0,7	9,3	***29,0***	9,8	6,9
Málaga	prec	1,0	1,5	6,4	6,7	7,5	24,3	**21,8**	3,0
	sed	4,1	1,4	0,4	0,7	0,0	5,8	***28,9***	24,1
El Ardal	prec	5,3	13,8	**17,9**	8,9	4,8	4,5	2,9	3
	sed	1,4	6,7	***32,1***	10,3	0,8	0,2	0,2	4,1

Agradecimientos
Esta investigación se ha financiado gracias al proyecto HIDROCAES (CGL2011-27574-C02-01) e INDICA (CGL2011-27753-C02-01) del Plan Nacional. La contribución de la primera autora ha sido posible gracias a un Contrato Juan de la Cierva. Los autores desean agradecer la colaboración de todas aquellas personas que han contribuido en este trabajo y a la AEMET por la cesión de los datos de precipitación.

REFERENCIAS

Cortesi, N., Trigo, R.M., González-Hidalgo, J.C., Ramos, A.M. 2013. Modelling monthly precipitation with circulation weather types for a dense network of stations over Iberia. Hydrology and Earth System Science Discussion 17, 665-678.

Jenkinson AF, Collison FP. 1977. An initial climatology of gales over the North Sea, Synoptic Climatology Branch Memorandum, No. 62, Meteorological Office, Bracknell.

Jones, P.D., Hulme, M., Briffa, K.R. 1993. A comparison of Lamb circulation types with an objective classification scheme. International Journal of Climatology 13, 655-663.

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., et al. 1996. The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bulletin of the American Meteorological Society 77, 437-471.

Nadal-Romero, E., Cortesi, N., González-Hidalgo, JC. 2014. Weather types, runoff and sediment yield in a Mediterranean mountain landscape. Earth Surface Processes and Landforms. DOI: 10.1002/esp.3451.

Trigo, R.M. y DaCamara, C. 2000. Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal. International Journal of Climatology 20 (13), 1559-1581.

Wilby, R.L., Dalgleish, H.Y., Foster, I.D.L. 1997. The impact of weather patterns on historic and contemporary catchment sediment yields. Earth Surface Processes and Landforms 22 (4), 353-363.

EL EFECTO DEL ABANDONO DE BANCALES EN LA RED DE DRENAJE

THE EFFECT OF TERRACES ABANDONMENT ON THE DRAINAGE NETWORK

L. Ortigosa[1], I. Galilea[1], N. Lana-Renault[1], J. A. Llorente[1], P. Ruiz-Flaño[2], N. Pascual[1] y J. Arnáez[1]

1 Área de Geografía Física (DCH), Universidad de La Rioja, 26004, Logroño.
2 Departamento Geografía., Universidad de Valladolid, 46071, Valladolid

Abstract: The abandonment of farmland usually involves a progressive, widespread decline in the production of water and sediment. However, different erosion processes linked to surface runoff and small landslides have been detected in terraced slopes during the last decades. To a great extent, geomorphological dynamics of terraced hillsides and their incidence as sediment source areas (failure of terrace walls as well as sheet wash erosion on slopes), remain unknown. The aims of this paper are (i) to analyze the distribution of landslides in relation to topographic and hydrological factors in a small terraced catchment (190 ha) in Cameros Range (Iberian System in La Rioja, Spain) and (ii) to establish a relationship between the terraces functioning and the restoration of the drainage network. Finally, we focus on the difficulty in modelling these erosion processes including the hydrological impacts on terraced hillside areas.

Palabras clave: bancal, desprendimiento, erosión, hidrogeomorfología, Sistema Ibérico

Key words: terrace, landslide, erosion, hydro-geomorphology, Iberian System

El sistema agrícola tradicional de la montaña mediterránea utilizó con frecuencia los bancales o terrazas de cultivo, especialmente en la montaña media (Rodríguez Aizpeolea y Lasanta, 1992; García-Ruiz y Lana-Renault, 2011). Estas estructuras quedaron en desuso a lo largo del pasado siglo, habiéndose abandonado la casi totalidad de ellas en los Cameros (Sistema Ibérico) antes de los años setenta del pasado siglo.

Los bancales y sus muros de contención quedaron en desuso y sin las tareas de mantenimiento por parte del agricultor, sometidos exclusivamente a la dinámica natural, que tiende a regularizar las vertientes y destruir las infraestructuras agrícolas (García-Ruiz et al., 1988).

La erosión del suelo se observa en el sector llano de las fajas de cultivo con la aparición de diversos procesos ligados a la escorrentía superficial, pero destacan sobre todo las roturas de las paredes externas de los bancales y las acumulaciones de sedimentos al pie de los muretes.

El desencadenamiento de estos fenómenos debe relacionarse con la mayor potencia de suelo del relleno de tierra de las terrazas, que favorece la infiltración y acumulación de agua, lo que ejerciendo una presión sobre los muros de piedra (Gallart *et al*, 2002). En un trabajo previo (Lasanta *et al*., 2001) se comprobó que los bancales localizados en áreas cóncavas y pies de vertiente eran los que registraban más desprendimientos.

El objetivo de este trabajo es aportar información sobre los factores topográficos e hidrológicos que desencadenan los desprendimientos en bancales. Se presentan, además, los resultados visuales de un modelo hidrológico que permite observar las relaciones entre la red de drenaje actual y la presencia de fenómenos erosivos.

1. ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca monitorizada para nuestro estudio se localiza en el municipio de Munilla, valle del río Cidacos (Cameros Viejo, Sistema Ibérico occidental. La Rioja, España). Se trata de una pequeña cuenca (190 ha) que, en el pasado se cultivó con cereales en parcelas abancaladas.

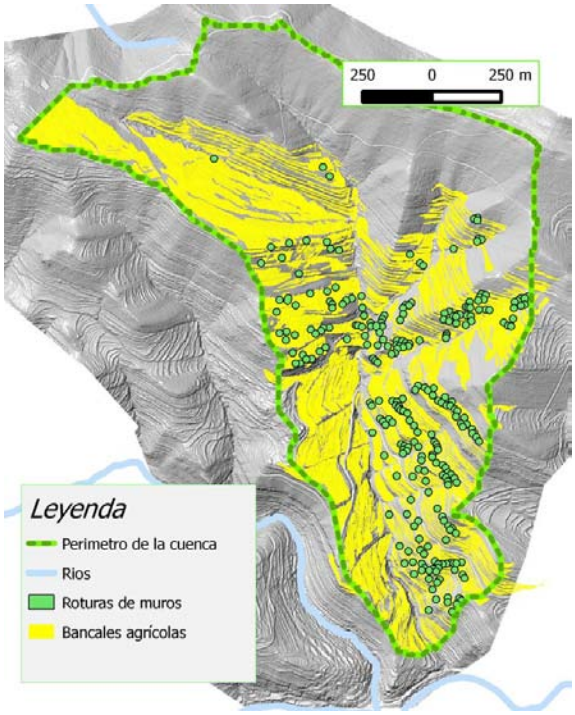


Fig 1. La cuenca de estudio en el municipio de Munilla
Fig 1. The study catchment in Munilla

El paisaje corresponde al habitual de la montaña media submediterránea, con relieves de modestas altitudes (675-1125 m) y formas topográficas regulares, laderas suaves y divisorias alomadas. Puntualmente, aparece algún sector con laderas más empinadas, coincidiendo con la alternancia de estratos de areniscas margosas de diferente resistencia. Dominan los matorrales (*Genista scorpius* y *Cistus laurifolius*, *Rosa sp.* principalmente). Las formaciones arbóreas solo aparecen siguiendo el cauce principal, formando pequeños bosquetes alargados de ribera. La franja más elevada de la cuenca presenta repoblaciones forestales recientes, de escaso crecimiento (Fig.1).

Las laderas abancaladas representan el 42% de la superficie total de la cuenca, lo que demuestra la fuerte expansión de la agricultura en el pasado. En la actualidad la totalidad de los bancales se han abandonado y son aprovechados por vacuno en régimen extensivo. La fotografía aérea del año 1956 permite deducir que la mitad de los bancales podrían ser funcionales todavía en aquellas fechas (Rubio Sesma, 2013).

Tabla 1. Ocupación del suelo de las laderas
Tabla 1. Land covers on the catchment

Superficie Ha	%	Ocupación
191.07	*100.00*	*Cuenca*
5.86	3.07	Muros
80.63	42.20	Bancales
0.03	0.01	Roturas
104.56	54.72	Otras laderas

2. MÉTODOS

La información utilizada se origina a partir de las siguientes fuentes:

- Cartografía topográfica detallada de origen LIDAR, empleadas como ficheros matriciales (*raster*) de 1 m de resolución de píxel (MDT). Posteriormente, se han obtenido las cuantificaciones sobre pendiente y orientaciones.
- Digitalización de las superficies abancaladas y sus respectivos muros de piedras que las limitan, tomando como base la ortofotografia del Gobierno de La Rioja (IDERIOJA)
- Exploración de campo con el objetivo de localizar y posicionar cartográficamente los desprendimientos más voluminosos observados en la cuenca.

Toda esta información se ha integrado en un SIG (quantumSIG 2.0), el cual nos permite también procesar la información de modo selectivo para obtener las variables estadísticas finalmente utilizadas. El módulo hidrológico Terraflows y otros (r.fill, r.flow, r.trraflow de GRASS), integrados en el programa, se han utilizado para producir los modelos hidrológicos. Para los análisis estadísticos, descriptivos y multivariables, se ha utilizado el programa STATISTICA9.

3. RESULTADOS

En la cuenca de Munilla la longitud de los muros de los bancales agrícolas suma 58.57 km, para una superficie total de espacios abancalados de 80.63 ha, lo que significa una densidad aproximada de 1.38 km/ha de paredes de piedra construidas para sujetar las fajas llanas. El espacio agrícola útil fue sin duda algo inferior a estas cifras, puesto que en algunos de estos bancales se desaprovechaba el glacis rocoso al pie de los muros. El número exacto de bancales es más difícil de determinar, pues muchos de los bancales se interconectan para adaptarse a la topografía de las laderas (tabla 1).

Tabla 2. Descriptivos de áreas abancaladas
Tabla 2. Main characteristics of the terraced areas

Bancales con rotura	**Media**	**Mínimo**	**Máximo**
ORIENTACION	197.7	62.5	309.3
PENDIENTE	23.0	12.6	38.7
ALTITUD	944.5	815.4	1070.1
Índ.Próx.Dspts.	130.6	96.0	364.0
Índ.Converg.Hidrg.	2.8	1.4	4.9
Flujo Acumulado	1106.1	9.3	56354.5
Bancales sin rotura	**Media**	**Mínimo**	**Máximo**
ORIENTACION	171.8	30.9	321.3
PENDIENTE	22.0	0.9	56.1
ALTITUD	964.2	779.2	1169.1
Índ.Frec. Dspts	13.5	0.0	1166.0
Índice.Converg.Hidr.	2.8	-1.0	6.9
Flujo Acumulado	1015.9	1.2	148910

Las roturas producidas durante las últimas décadas en los muros de bancales de la cuenca no son muy numerosas y tienen una distribución irregular. Este es un hecho que sabíamos de antemano (Ruiz-Flaño *et al*, 2013).
En la figura 1 se incluye la disposición de los 261 puntos con roturas y desprendimientos (en muchos casos corresponden a movimientos en masa de los muros). Se observa que las pautas de su distribución son complejas, y que localizan en las partes altas y bajas de las laderas, pero también son frecuentes en las posiciones medias. Su presencia/ausencia no sigue una pauta reconocible en función de la pendiente. En los análisis hemos incorporado un índice de convergencia hídrica (*topographic convergence index (tci)* del módulo *terraflow* de GRASS), acumulaciones de flujo (*pixels*) y una medida relativa de la proximidad a otros desprendimientos (considerando un área de influencia circular de 12.5 m que puede conectar proporcionalmente con otros). En la tabla 2 aportamos los estadísticos descriptivos de bancales con y sin roturas.

Tabla 3. Resultados generales del Análisis Discriminante
Tabla 3. Main results of the discriminant analysis

AD 2 grupos	**Wilks'**	**F-sacar**	**Val.p**
Índice.Convrg.Hidrg.	0.61	1.34	0.25
Flujos Acumlulados	0.61	0.29	0.59
Orientación *	*0.61*	*4.79*	*0.03*
Proximidad *	*0.97*	*898.2*	*0.00*
Pendiente	0.61	2.32	0.13
Altitud	0.61	2.05	0.15

** Variables significativas +95%*

El análisis discriminante multivariable aplicado a diferenciar los conjuntos de áreas con ó sin desprendimientos (154 y 1327 respectivamente) solo consigue explicar el 43% de los movimientos en masa (clasificación correcta). El resultado del discriminante, aunque reducido, señala que los movimientos en masa no tienen una distribución aleatoria (la proximidad no es casual) y tiene cierta influencia estadística la orientación de las laderas. El papel de las variables topográficas e hidrológicas no es muy relevante estadísticamente (Tabla 3).

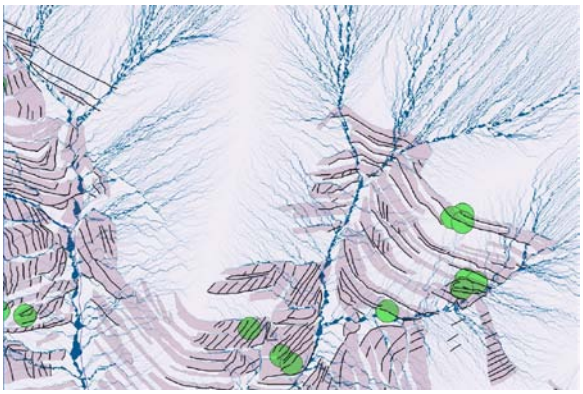


Fig 2. Acumulaciones de flujos en las laderas
Fig 2. Flow accumulation over the hillslopes

4. DISCUSION Y CONCLUSIONES

Los ensayos realizados para explicar la evolución geomorfológica de bancales, basados en parámetros topográficos de las laderas (pendiente, orientación, altitud,…), ofrecen escasa explicación predictiva, aún considerando la utilización de cartografías muy precisas. Incluso incorporando otras variables como curvatura u otros indicadores topográficos (Ruiz-Flaño et al, 2013), los resultados son poco significativos.
Es preciso, por lo tanto, implementar variables o modelos hidrológicos más globales, que incluyan el efecto conjunto de la ladera, las acumulaciones de flujo o el índice de convergencia topográfica, para explicar en términos de probabilidades la erosión de los campos aterrazados. En la figura 3 se incluye el trazado de direcciones de flujo modelizadas mediante el módulo *terraflow* (GRASS), que parte de datos altitudinales para generar mapas de segmentación y multidirecciones de flujo. La ortoimagen (no tridimensional) permite adivinar los planos abancalados, que están exentos de flujos, en contraposición a las

laderas no abancaladas y con incisiones de drenaje bien marcadas.

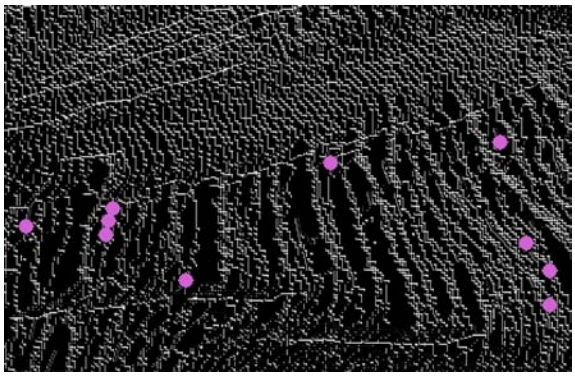


Fig. 3. Mapa de un modelo hidrologico
Fig. 3. Hydrological model map

En la figura 4 ofrecemos también un modelo de la segmentación hídrica en las laderas. Es evidente que la escorrentía es en gran parte lateral cuando observamos los espacios aterrazados y cónica en las laderas sin bancales en las divisorias de la cuenca.

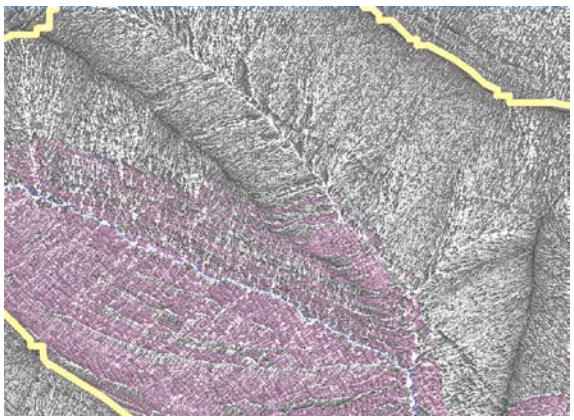


Fig. 4. Flow direction map (*r.terraflow* de Grass).
*Fig. 4. Flow direction map (*r.terraflow *de Grass)*

Por otra parte, suponemos que será necesario hacer intervenir otras variables ajenas a la hidrogeomorfología. En estos trabajos partimos de la hipótesis de que todos los bancales tienen una factura similar –aparte de su tamaño- y que su susceptibilidad a la erosión es parecida. No hemos considerado el estado de conservación de dichas estructuras en el momento de su abandono ni del impacto que puede tener el ganado vacuno en el deterioro de los bancales. Y es más difícil aún incorporar el factor tiempo en la evolución hidrológica. Algunas investigaciones han relacionado la producción de sedimentos en parcelas experimentales con estos factores.

En cualquier caso, el interés por el comportamiento de bancales abandonados alcanza no solo a las investigaciones hidrogeomorfológicas, también a la evolución de paisaje y del patrimonio rural. Si se considera a estos espacios agrarios de gran y merecedores de conservación, la oportunidad de mantenimiento tiene un plazo limitado en el tiempo. De otro modo, la actuación de los procesos geomorfológicos destruirá estas estructuras

Agradecimientos
Proyecto INDICA (CGL2011-27753_C02-01 y 02) financiado por la Secretaría de Estado de Investigación, Desarrollo e Innovación.

REFERENCIAS

Gallart, F., Llorens, P., Latron, J. y Regüés, D. (2002): Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees. *Hydrological and Earth System Science*, 6(3): 527-537.

García-Ruiz, J.M. y Lana-Renault, N. (2011): Hydrological and erosive consequences of farmland abandonment in Europe, with special reference to the Mediterranean region- A review. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 140: 317-338.

García-Ruiz, J.M., Lasanta, T. y Sobrón, I. (1988): Problemas de evolución geomorfológica en campos abandonados: el valle del Jubera (Sistema Ibérico), *Zubía*, 6: 99-114.

Lasanta, T., Arnáez, J., Oserín, M. y Ortigosa, L.M. (2001): Marginal lands and erosion in terraced fields in the Mediterranean mountains. A case study in the Camero Viejo (Nothwestern Iberian System, Spain). *Mountain Research and Development*, 21(1): 69-76.

Rodríguez Aizpeolea, J. y Lasanta, T. (1992): Los bancales en la agricultura de la montaña mediterránea: una revisión bibliográfica. *Pirineos*, 139: 105-123.

Rubio Sesma, J., 2013 (inédito). Procesos de revegetación en bancales abandonados (Cameros, Sistema Ibérico, La Rioja). *Trabajo de Máster (TFM)*. Universidad de La Rioja.

Ruiz-Flaño, P., Lana-Renault, N. Ortigosa, L., Galilea, I., Llorente, J.A. y Arnaez, J. 2013. The effect of terrace abandonment on the restitution of the drainage network and soil erosion. IAG, Paris.

IS RESEARCH ON SOIL EROSION STILL NEEDED?

¿Es necesaria más investigación sobre erosión del suelo?

Jean Poesen[1]

1 Division of Geography, Department of Earth and Environmental Sciences, KU Leuven, Belgium

Palabras clave: interacciones de procesos, upscaling, modelos, suelo
Key words: process interactions, upscaling, models, soil

1. INTRODUCTION

The total number of research articles on soil erosion phenomena published before 1980 amounted to 10,000, indicating the interest shown in this geomorphic process and related problems, mainly in the former Soviet Union and in the United States (Belpomme, 1980). In 2014 this number has increased to more than 53,000 (Web of Science) including many papers from Europe (Boardman and Poesen, 2006). Over a period of 35 years the amount of papers on soil erosion processes, their controlling factors, consequences, prevention and control has thus quintupled worldwide. This triggers the question: do we still need more soil erosion research that produces even more papers? The answer is clearly "yes" and in the following sections I will provide some arguments for this, after defining some important terms and concepts.

Soil erosion is a geomorphic process that detaches and removes soil material (mineral particles and associated organic matter) from its primary location by natural erosive agents or through human or animal activity. Natural erosive agents include water (ice), wind, and gravity. Human activity refers to soil tillage, land leveling, crop harvesting, road and building construction, whereas animal activity comprise trampling and soil removal by burrowing animals.

Soils are a natural resource that play a vital role in daily life given that they perform several important functions, i.e. general capabilities that are crucial for various agricultural, environmental, nature protection, landscape architecture and urban applications. Scientists group these in six key soil functions: i.e. 1) food, fiber and other biomass production; 2) environmental interaction such as water filtering, carbon storage and transformation of substances; 3) biological habitat and gene pool; 4) source of raw materials; 5) physical and cultural heritage; and 6) platform for human-made structures such as buildings and roads (Blum, 1993). Soil quality reflects how well a soil performs these functions (Tóth et al., 2007).

In many parts of the world, soil erosion lowers soil quality, resulting in, for instance, environmental degradation and poverty. Hence soil erosion is considered to be a major soil degradation process having not only on site (i.e. loss of soil quality threatening the long-term sustainability of agricultural production) but also off site, sediment-related effects (e.g. surface water pollution, flooding, river morphology changes, reservoir siltation and coastal development). This explains the relatively large number of soil erosion studies conducted so far. However, given the large body of literature on this subject, one might conclude that we now know almost everything about the various soil erosion processes, their factors, consequences and their control, so that little new knowledge can still be added to the vast amount of information that has been collected so far. I will refute this conclusion by pointing to some major research gaps that need to be addressed if we want to use our soils in a sustainable way and improve environmental conditions worldwide.

2. NEED FOR IMPROVED UNDERSTANDING OF SOIL EROSION PROCESSES AND THEIR INTERACTIONS

Water erosion. Assessing the impacts of climatic and land use changes on rates of soil erosion by water has been and is still the objective of many research projects. During the last 50 yrs, most research dealing with soil erosion by water has mainly focused on sheet (interrill) and rill erosion processes operating at the (runoff) plot scale. This is seen in (1) the numerous field experiments where runoff plots have been installed in order to assess soil loss rates due to sheet and rill erosion under various climatic conditions or land use practices and (2) the use of both empirical and process-based field-scale and catchment-scale soil erosion models, addressing mainly sheet and rill erosion, for assessing soil erosion induced by environmental change or for establishing soil erosion risk maps at various scales (Poesen et al. 2003). However, in many landscapes under different climatic conditions and with different land use types, one can observe the presence and dynamics of various gully types, i.e. ephemeral gullies, permanent or classical gullies and bank gullies (e.g. for Spain: Gómez-Gutiérrez 2009 a,b). Field-based evidence suggests that sheet and rill erosion as measured on runoff plots are therefore not always realistic indicators of total catchment erosion nor do they indicate satisfactorily the redistribution of eroded soil within a field. It is through (ephemeral) gully erosion that a large fraction of soil eroded within a field or catchment is redistributed and delivered to water courses. Over the last decade, significant progress has been made in the understanding of the mechanisms and factors controlling gully erosion in a range of environmental conditions. However, we are still far from being able to predict total soil loss rates caused by gully erosion. We also know very little about conditions and factors governing gully infilling. Yet we know that many gullies worldwide have undergone cut and fill cycles. In general we understand quite well the conditions that lead to gully channel incision, but what caused gully infilling by natural processes?

Subsurface erosion leading to the development of pipes, tunnels (piping, tunneling) and possibly to (discontinuous) gully channels has been observed in a wide range of environments where it may cause very significant soil loss rates (Verachtert et al. 2011). Yet we still do not fully understand all mechanisms involved nor are we capable to predict soil losses by subsurface erosion rates (Verachtert et al. 2013).

Anthropogenic soil erosion. Most research efforts dealing with soil loss caused by environmental change have hitherto mainly focused on natural erosion processes, i.e. water and wind erosion, mass movements (landsliding). Much less attention has been given to anthropogenic soil erosion processes that during the last century have become more important and even dominant in a number of environments. Tillage erosion, caused by soil translocation during tillage operations, is a soil degradation process that cannot be neglected in most cropland areas located on rolling or steep topography in all continents when assessing overall soil erosion rates (e.g. Govers et al., 1994; Poesen et al., 1997; Turkelboom et al., 1997; Nyssen et al. 2000). Likewise, leveling of badlands (e.g. in the Mediterranean) or termite mounds (in tropical environments) to prepare cropland or grassland induces very high erosion rates (Poesen and Hooke, 1997). Harvesting certain crop types, particularly root and tuber crops, may also induce significant soil losses leading to soil quality losses and significant off site effects (Poesen et al. 2001; Ruysschaert et al., 2007). By far the largest erosion rates occur during soil excavations for constructing for example buildings and roads or during military activities (e.g. Certini et al. 2013). Particularly bombturbation (Hupy and Schaetzl 2006) and digging of trenches in soils of conflict zones causes significant erosion rates, far more important than splash erosion. Yet, very few studies have attempted to quantify the corresponding soil loss rates. It has become obvious that soil erosion in the Anthropocene mainly occurs as a consequence of not only natural erosion processes but by a combination of natural and human-induced soil erosion processes and in an increasing number of case studies mainly due to anthropogenic soil erosion processes. The latter are rarely considered in environmental impact studies.

Most studies investigating soil erosion-related topics in a particular study area, dealt with only

one particular erosion process. However, in the real world often several processes causing soil loss are at play and usually they interact with each other resulting in a reinforcement or compensation in terms of soil loss. For instance, concentrated flow erosion and tillage erosion (and deposition) are two processes that often operate simultaneously on cropland and that reinforce each other (Poesen et al. 2011). Other examples are land leveling interacting with gullying and shallow landsliding (Borselli et al. 2006), landsliding interacting with piping erosion (Verachtert et al. 2013), or the interaction between gullying, landsliding and sediment export by rivers (de Vente et al. 2006; Vanmaercke et al. 2012). In order to make more realistic assessments of soil loss rates and sediment yield at catchment scale, more research attention should be given to these interacting erosion processes.

Apart from these interactions, more research is also needed about how erosion processes interact with other earth surface processes. For instance, how does gully erosion affect hydrological processes such as groundwater seepage (exfiltration) or recharge (Poesen et al. 2003)? How does soil erosion affect geochemical processes such as organic carbon storage (Van Oost et al. 2012)? To what extent is catchment sediment yield controlled by seismic activity (Vanmaercke et al. 2014)? There is a clear need for an improved understanding of interactions amongst different erosion processes as well as between these processes and other earth surface processes.

3. SCALING UP SOIL EROSION PROCESSES AND RATES IN SPACE AND TIME: NEED FOR IMPROVED MODELS AND DATA MINING

Many field erosion studies are limited by the size of the study area and the period over which the observations have been made. As to water-related erosion processes the emphasis has been on the runoff plot scale (0.001 – 0.01 ha; Maetens et al. 2012) or relatively large catchments (10 – 100 000 ha; Vanmaercke et al. 2011). Relatively few studies have investigated entire hillslopes or relatively small catchments (0.01 – 10 ha). To scale up field measurements to larger areas and to longer periods, several procedures are followed, typically involving the use of erosion models. A whole range of models are available: from data-based to physics- or process-based, from simple to complex ones that need many input data (de Vente et al. 2013). Building these models has aided to better understand significant factors that control erosion processes and rates. However, all of them have limitations. For instance, most water erosion models only predict soil loss by sheet and rill erosion, not by gully erosion or piping erosion. Almost all erosion models do not incorporate anthropogenic soil erosion processes such as tillage erosion or soil loss due to crop harvesting, nor do they account for the interactions between these processes. Catchment sediment yield has been shown to both increase and decrease as a function of drainage area. The lack of simple relationships demonstrates complex and scale-dependent process domination throughout a catchment and emphasizes our uncertainty and poor conceptual basis for predicting plot to catchment-scale erosion rates and sediment yields. Changing process domination and process complexity occurring with increasing spatial unit is not represented in most models which are typically formulated on empirical observations made on smaller spatial units, despite the recognition of the role of scale in controlling dominant erosion processes (de Vente et al. 2013).

In order to support model calibration and validation, large-scale data collection and analysis (data mining) of published data on soil erosion rates and controlling factors is now increasingly needed, because of the data availability from many case-studies (often published in the grey literature), but also because scientists lose their data at a rapid rate. The availability of research data typically declines rapidly with article age, as shown recently in ecology (Vines et al. 2014). The same certainly holds for soil erosion and sediment yield data. Hence there is an urgent need to compile and analyze such valuable metadata before they are lost for future generations. First attempts have been recently published (e.g. erosion plot data in Europe: Maetens et al., 2012; catchment sediment yield data in Europe; Vanmaercke et al., 2011; topographic thresholds for gully headcut development: Torri and Poesen, 2014).

4. INNOVATIVE TECHNIQUES AND STRATEGIES TO PREVENT EROSION OR REDUCE EROSION RATES

Overall, there has been much more research focus on rates and factors of particular soil erosion processes than on techniques and strategies to avoid or to control these processes. Moreover, the relative efficiency of these techniques (as compared to conventional land use practices) has been poorly documented. What can be learned from failures and successes of soil erosion control programs? Critical evaluations of past soil and water conservation programs are crucial as the past is the key to the future. Analysis of large datasets (case-studies) is one way to solve this (Maetens et al., 2012).

Innovation in erosion control research is rather limited compared to innovation in erosion process research (Poesen et al. 2003). For instance, we still control gully erosion with techniques (e.g. grassed waterways, check dams) that were already in use ca. 80 years ago (Bennett, 1939). Application of these techniques is not always feasible. Therefore more efforts should be made to further develop or to improve erosion control techniques.

Control of soil losses in erosion hot spots (e.g. gully heads and channels, river banks, landslide scars, construction sites, rural settlements in third world countries) remains a big challenge. Traditionally, hard engineering structures (e.g. check dams, gabions, retention walls, anchors or retention ponds) have been installed in such spots as they provide an immediate solution for (gully) channel and slope stability and for reducing sediment production. However, these interventions may not necessarily be sustainable in the long run. Alternatively soft engineering structures, making use of live vegetation (i.e. plant species that have optimal above- and below-ground biomass characteristics; De Baets et al. 2009; Reubens et al., 2009), brush layers or fascines made from live plant cuttings can be used to control erosion rates, but these take longer to fully stabilize soils. More research is needed to combine hard and soft engineering approaches in a balanced way that helps ecological restoration of erosion hot spots and that provides a broad spectrum of ecosystem services (Stokes et al., 2014).

A major factor in the implementation of soil erosion control and soil conservation techniques is the social-economic situation (e.g. poverty, level of development, status of forest transition, subsidies, …) in a given target area (e.g. see Garcia-Ruiz et al. 2013 for the Mediterranean). What are the optimal pathways to implement soil conservation measures and to reduce soil erosion rates: a top-down or a bottom-up approach? If the latter is more effective, how can we stimulate such an approach?

In conclusion, there are still several major challenges for soil erosion research, despite the vast number of research papers published so far. If future research focuses on the research gaps listed above, we will not only better understand processes and their interactions operating at a range of spatial and temporal scales, their rates as well as their on-site and off-site impacts (which is academically spoken rewarding), but we will also be in a better position to select the most appropriate and effective soil erosion control techniques and strategies which are needed for a sustainable use of soils in the Anthropocene.

Acknowledgements
Thanks go to the many researchers and colleagues for sharing their research experiences with me and all sponsors for funding my research.

REFERENCES

Belpomme, M. 1980. For an application of the soil world charter. In De Boodt, M. and Gabriels, D. (eds.) Assessment of Erosion. J. Wiley, Chichester, UK, 9-22.

Bennett, H. 1939. Soil Conservation. McGraw-Hill, New York. 993 pp.

Blum, W.E.H, 1993. Soil Protection Concept of the Council of Europe and Integrated Soil Research. In H.J.P Eijsackers and T. Hamers (eds.). Soil and Environment, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, the Netherlands, Vol 1, 37–47.

Boardman, J., Poesen, J. 2006. Soil Erosion in Europe. Wiley, Chichester, UK, ISBN 0-470-85910-5, 855 p.

Borselli, L., Torri, D., Øygarden, L., De Alba, S., Martınez-Casasnovas, J., Bazzoffi, P., Jakab, G. 2006. Land Levelling. Chapter 6.2. in Boardman, J., Poesen, J. (eds.) Soil Erosion in Europe. Wiley,

Chichester, UK, 643-658.
Certini, G., Scalenghe, R. Woods, W. 2013. The impact of warfare on the soil environment. Earth-Science Reviews 127, 1-15.
De Baets, S., Poesen, J., Reubens, B., Muys, B., De Baerdemaeker, J., Meersmans, J. 2009. Methodological framework to select plant species for controlling rill and gully erosion: application to a Mediterranean ecosystem. Earth Surface Processes and Landforms 34, 1374-1392.
de Vente, J., Poesen, J., Bazoffi, P., Van Rompaey, A., Verstraeten, G. 2006. Predicting catchment sediment yield in Mediterranean environments: the importance of sediment sources and connectivity in Italian drainage basins. Earth Surface Processes and Landforms 31, 1017-1034.
de Vente, J., Poesen, J. Verstraeten, G., Govers, G., Vanmaercke, M., Van Rompaey, A., Arabkhedri, M., Boix-Fayos, C. 2013. Predicting soil erosion and sediment yield at regional scales: Where do we stand? Earth-Science Reviews 127, 16-29.
Garcia-Ruiz, J.M., Nadal-Romero, E., Lana-Renault, N., Begueria, S. 2013. Erosion in Mediterranean landscapes: changes and future challenges. Geomorphology 198, 20-36.
Govers, G., Vandaele, K., Desmet, P., Poesen, J., Bunte, K. 1994. The role of tillage in soil redistribution on hillslopes. European Journal of Soil Science 45(4), 469-478.
Gómez-Gutiérrez, A., Schnabel, S., Lavado-Contador, F., 2009a. Gully erosion, land use and topographical thresholds during the last 60 years in a small rangeland catchment in SW Spain. Land Degradation and Development, 20, 535-550.
Gómez-Gutiérrez A., Schnabel S., Felicísimo A.M., 2009 b. Modelling the occurrence of gullies in rangelands of SouthWest Spain. Earth Surf. Process. Landforms 34, 1894–1902.
Hupy, J., Schaetzl, R. 2006. Introducing "bombturbation," a singular type of soil disturbance and mixing. Soil Science, 171(11), 823-836.
Maetens, W., Vanmaercke, M., Poesen, J., Jankauskas, B., Jankauskien, G., Ionita, I. 2012. Effects of land use on annual runoff and soil loss in Europe and the Mediterranean: A meta-analysis of plot data. Progress in Physical Geography 36, 599-653.
Maetens, W., Poesen, J., Vanmaercke, M. 2012. How effective are soil conservation techniques in reducing plot runoff and soil loss in Europe and the Mediterranean? Earth-Science Reviews 115, 21-31
Nyssen, J., Poesen, J., Mitiku Haile, Moeyersons, J., Deckers, J. 2000. Tillage erosion on slopes with soil conservation structures in the Ethiopian highlands. Soil and Tillage Research 57, 115-127.
Poesen, J.W.A., Hooke, J.M. 1997. Erosion, flooding and channel management in Mediterranean Environments of southern Europe. Progress in Physical Geography 21 (2), 157-199.
Poesen, J., van Wesemael, B., Govers, G., Martinez-Fernandez, J., Desmet, P., Vandaele, K., Quine, T., Degraer, G. 1997. Patterns of rock fragment cover generated by tillage erosion. Geomorphology 18(3-4), 183-197.
Poesen, J., Nachtergaele, J., Verstraeten, G., Valentin, C. 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. Catena 50(2-4), 91-133.
Poesen, J., Verstraeten, G., Soenens, R., Seynaeve, L. 2001. Soil losses due to harvesting of chicory roots and sugar beet: an underrated geomorphic process? Catena 43 (1), 35-47.
Poesen, J., Torri, D., Vanwalleghem, T. 2011. Gully Erosion: Procedures to Adopt When modelling Soil Erosion in Landscapes Affected by Gullying. In Morgan, R.P.C., Nearing, M.A. (eds.) Handbook of Erosion Modelling, Blackwell Publishing, Chichester, UK. Chapter 19, 360-386 + Plates16, 17, 18 and 19.
Reubens, B., Poesen, J., Nyssen, J., Leduc, Y., Amanuel Z. Abraha, Tewoldeberhan, S., Bauer, H., Kindeya Gebrehiwot, Deckers, J., Muys, B. 2009. Establishment and management of woody seedlings in gullies in a semi-arid environment (Tigray, Ethiopia). Plant and Soil 324, 131-156.
Ruysschaert, G., Poesen, J., Verstraeten, G., Govers, G. 2007. Soil loss due to harvesting of various crop types in contrasting agro-ecological environments. Agriculture, Ecosystems and Environment 120, 153-165.
Stokes, A., Douglas, G., Fourcaud, T., Giadrossich, F., Gillies, C., Hubble, T., Kim, J., Loades, K., Mao, Z., McIvor, I., Mickovski, S., Mitchell, S., Osman, N., Phillips, C., Poesen, J., Polster, D., Preti, F., Raymond, P., Rey, F., Schwarz, M., Walker, L. 2014. Ecological mitigation of hillslope instability: ten key issues facing researchers and practitioners. Marschner review. Plant and Soil, 377, 1-23.
Torri, D., Poesen, J. 2014. A review of topographic threshold conditions for gully head development in different environments. Earth-Science Reviews 130, 73-85.
Tóth, G., Stolbovoy, V., Montanarella, 2007. Soil Quality and Sustainability Evaluation - An integrated approach to support soil-related policies of the European Union, EUR 22721 EN. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg. 40 pp.
Turkelboom, F., Poesen, J., Ohler, I., Van Keer, K., Ongprasert, S., Vlassak, K. 1997. Assessment of tillage erosion rates on steep slopes in Northern Thailand. Catena 29, 29-44.
Vanmaercke, M., Poesen, J., Verstraeten, G., de

Vente, J., Ocakoglu, F. 2011. Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency. Geomorphology 130, 142-161.

Vanmaercke, M., Maetens, W., Poesen, J., Jankauskas, B., Jankauskiene, Verstraeten, G., de Vente, J. 2012. A comparison of measured catchment sediment yields with measured and predicted hillslope erosion rates in Europe. Journal of Soils and Sediments 12(4), 586-602.

Vanmaercke, M., Kettner, A., Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Mamaliga, A., Verstraeten, G., Radoane, M., Obreja, F., Upton, P., Syvitski, J., Govers, G., 2014. Moderate seismic activity affects contemporary sediment yields. Progress in Physical Geography 38 (2), 145-172.

Van Oost, K., Verstraeten, G., Doetterl, S, Notebaert, B., Wiaux, F., Broothaerts, N. Six, J. 2012. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 109(47), 19492-19497.

Verachtert, E., Maetens, W., Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Deckers, J. 2011. Soil loss due to piping erosion. Earth Surface Processes and Landforms 36, 1715–1725.

Verachtert, E., Van Den Eeckhaut, M., Martínez-Murillo, J.F., Nadal-Romero, E., Poesen, J., Devoldere, S., Wijnants, N., Deckers, S. 2013. Impact of soil characteristics and land use on pipe erosion in a temperate humid climate: Field studies in Belgium. Geomorphology 192, 1-14.

Verachtert, E., Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Deckers, J. 2013. Spatial interaction between collapsed pipes and landslides in hilly regions with loess-derived soils. Earth Surface Processes and Landforms 38, 826-835.

Vines, T., Albert, A., Andrew, R., Debarre, F., Bock, D., Franklin, M., Gilbert, K., Moore, J., Renaut, S., Rennison, D. 2014. The Availability of Research Data Declines Rapidly with Article Age. Current Biology 24(1), 94-97.

Web of Science, 2014. All Databases, accessed on May, 13, 2014, http://thomsonreuters.com/ thomson-reuters-web-of-science/

ANÁLISIS DE LA ESCORRENTÍA Y LA EROSION ESTIMADA MEDIANTE SIMULACIÓN DE LLUVIA EN VARIOS USOS DEL SUELO (NE ESPAÑA)

Analysing runoff and erosion assessment by means rainfall simulation in some land uses (NE Spain)

D. Regüés[1], J. Arnáez[2], D. Badía[3], A. Cerdà[4], M.T. Echeverría[5], M. Gispert[6], N. Lana-Renault[2], T. Lasanta[1], J. León[5], E. Nadal-Romero[5] y G. Pardini[6]

1 Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC). Campus Aula Dei. Apdo. 202. Zaragoza. dregues@ipe.csic.es.
2 Departamento de Ciencias Humanas, Universidad de La Rioja.
3 Escuela Politécnica Superior de Huesca, Universidad de Zaragoza.
4 Departament de Geografia, Universitat de València.
5 Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, IUCA. Universidad de Zaragoza
6 Departament de Enginyeria Química, Agrària y Tecnologia Agroalimentària, Universitat de Girona.

Abstract: Information from 152 experiments of rainfall simulation was jointly analysed. The study was done in 17 land uses with contrasted vegetation cover situations from 4 geographic contexts (NE Catalonia, high and medium lands from the Ebro Valley and Southern range of Central Pyrenees). Experiments were done using similar rainfall simulators, with the same spray nozzle, spraying components and plot size, with a wide spectrum of precipitation intensities. Results showed significant differences in runoff amounts and erosion rates, which were mostly associated with land uses, even more than precipitation differences. In fact, even though the highest rainfall intensities were applied in the most natural areas with dense vegetation cover, the most intense responses were produced in the most altered environments. These results agreed with the caused-effect relationships observed in some antecedent studies. Likewise, this analysis has provided comparable information between environments, allowing estimate proportionally factors and favouring their classification.

Palabras clave: Erosión, Escorrentía, Simulación lluvia, NE Península, Usos del Suelo.
Key words: Erosion, Runoff, Rainfall simulation, NE Peninsula, Land Uses.

1. INTRODUCCIÓN

La simulación de lluvia es una herramienta muy utilizada por edafólogos, geomorfólogos e hidrólogos, que ha permitido estudiar procesos de generación de escorrentía y erosión en distintos usos del suelo y tipos de cubierta vegetal (Cerdà et al., 2009; Nadal-Romero et al., 2011; Martínez-Murillo et al., 2013; León et al., 2014).

Estudios previos sobre la respuesta hidrológica y erosión en distintos usos del suelo y cubierta vegetal, han revelado diferencias importantes, atribuidas principalmente al estado del suelo y la vegetación (Badía et al., 2008; García-Ruíz et al., 2008; García–Ruíz y Lana-Renault, 2011).

El objetivo de este estudio es analizar la escorrentía y la erosión en varias situaciones de uso del suelo y cubierta vegetal, mediante ensayos de simulación de lluvia con equipos similares.

2. ÁREA DE ESTUDIO

Los experimentos se han realizado en cuatro áreas del NE de la Península Ibérica (Figura 1), que incluyen 17 situaciones de uso del suelo y tipo de cubierta vegetal: costa N de Cataluña (matorral brezo y cistáceas, prado, plantaciones de pino y olivo, cultivo de alcornoque y viñedo), zona media del Valle del Ebro (bosque quemado en monte bajo), alto Valle del Ebro (viñedos) y montaña media en el Pirineo central (cárcava, prado sur, pasto norte, matorral sur y norte, bosque sur y suelo pedregoso norte). Son un conjunto de ambientes contrastados, pero en un marco climático relativamente homogéneo de tipo Mediterráneo, pero con influencias

asociadas a la altitud y la distancia a la costa. Así, en la costa N de Cataluña (Cap de Creus, Girona) el clima está marcado por la cercanía a la costa (90-260 m s.n.m) y al Pirineo oriental (viento de Tramuntana de más de 90 km h^{-1}), la precipitación media anual es 450 mm y la temperatura 16ºC. El sector central del Valle del Ebro (montes de Zuera, Zaragoza) se sitúa entre 475 y 700 m s.n.m. y el clima es Mediterráneo Continental, la precipitación media es 400 mm y la temperatura media de 12ºC. La zona del alto Valle del Ebro (Villamediana, La Rioja) se sitúa entre 425 y 450 m s.n.m., el clima es Mediterráneo Continental, la precipitación media es 400 mm y la temperatura media 13ºC. Por último, la zona de montaña media del Pirineo Central (Huesca) en sitúa entre 800 y 1050 m s.n.m., el clima es Submediterráneo de montaña, la precipitación media es 900±250 mm y la temperatura media de 10ºC.

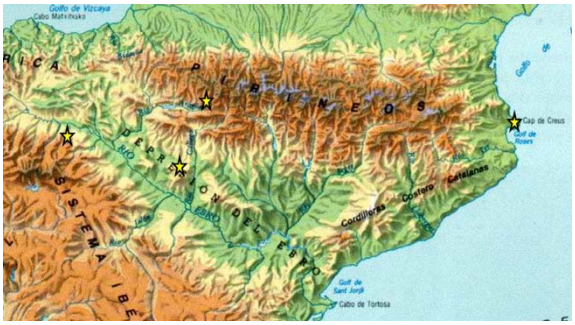


Fig. 1. Zonas de estudio (estrella amarillas).
Fig.1. Study areas (yellow stars).

El suelo en el Cap de Creus es un Xerorthent lítico y el substrato son granitos y esquistos del Neógeno (Emran et al., 2012). El substrato en el sector central del Valle de Ebro lo forman evaporitas y carbonatos del Mioceno, los suelos son Phaeozem réndzico y Gipsisol háplico (León et al., 2013). En el alto Valle del Ebro el suelo es Cambisol calcárico y Calcisol, el substrato son areniscas y arcillas del Mioceno (Arnáez et al., 2012). En el Pirineo central los suelos son Kastanozem, Phaeozem, Regosol cálcico, Leptosol y Cambisol, sobre un substrato de turbiditas y margas marinas del Eoceno (Lana-Renault et al., 2011).

3. METODOLOGÍA

Se realizaron 152 ensayos de simulación de lluvia con sistemas portátiles equipados con boquilla pulverizadora Lechler 460.728 y 460.848, situada a unos 2,25 metros de altura, y sobre una parcela circular de 0,24 m^2 cerrada con un aro metálico. La duración de los ensayo (9 a 145 min.) se ajustó al tiempo de inicio y estabilización de la escorrentía superficial. La intensidad de precipitación (estimada mediante pequeños pluviómetros totalizadores) también fue variable, pero la más utilizada osciló entre 40 y 60 $mm.h^{-1}$, aunque el rango de valores utilizado fue amplio (22,9-132 $mm.h^{-1}$) dependiendo del uso del suelo y el tipo de cubierta vegetal. Los valores de escorrentía y de sedimento exportado se calcularon a partir de muestras manuales tomadas regularmente.

4. RESULTADOS.

El análisis de resultados se ha realizado con los valores promedio de intensidad de precipitación (*Ip)*, porcentaje de escorrentía (*Esc*), infiltración (*Inf*) y erosión (*Er*), calculados para los ensayos realizados en cada uno de los 17 usos del suelo.
La Figura 2 muestra que la relación *Ip*-*Inf* es lineal, directa y significativa ($p < 0,01$). Esta dependencia entre *Inf* e *Ip* podría sugerir que la intensidad de la *Esc* también debería presentar una relación significativa con la *Ip*.

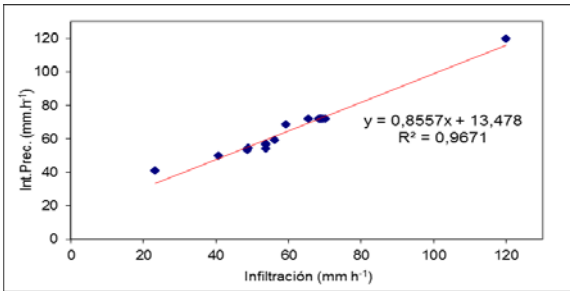


Fig. 2. Relación entre los valores promedio de *Ip* e *Inf*.
Fig. 2.Relationship between average values of IP and Inf.

Sin embargo, la relación entre *Ip* y *Esc* es inversa, exponencial e inferior a la observada entre *Inf* e *Ip*, aunque también significativa (Figura 3), lo cual indica que la respuesta hidrológica superficial podría depender más del uso del suelo que de la *Ip*. Al contrario de lo que sucede en ambientes donde predomina la escorrentía por exceso de infiltración (Ziadat y Taimeh, 2013).
La Figura 4 muestra en orden decreciente el valor de *Esc* relacionado con cada uso del suelo y se puede constatar que existen diferencias significativas entre algunos de los ambientes estudiados. Los valores máximo y mínimo

corresponden a las cárcavas del Pirineo y al bosque natural del Pirineo respectivamente.

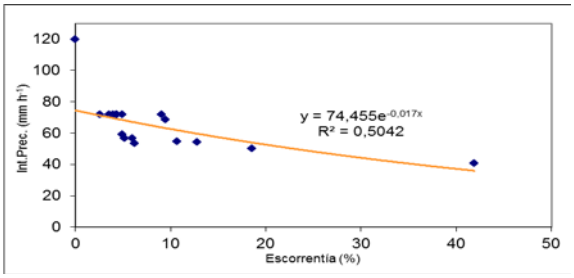


Fig. 3. Relación entre los valores promedio de *Ip* y *Esc*.
Fig. 3.Relationship between average values of IP and Esc.

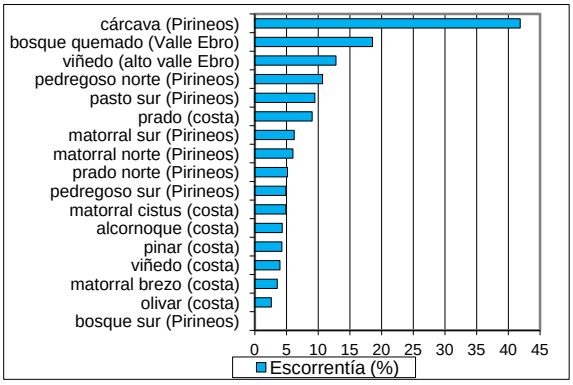


Fig. 4. Valor de *Esc* para cada uso del suelo.
Fig.4. Values of Esc for each land use.

La Figura 5 muestra los valores promedio de *Er* obtenidos en cada uso del suelo en orden decreciente. En este caso, al igual que sucede con la *Esc*, los valores extremos están asociados con los escenarios más degradado y más natural, aunque las diferencias son mayores y el orden que ocupan el resto de usos del suelo es algo distinto.

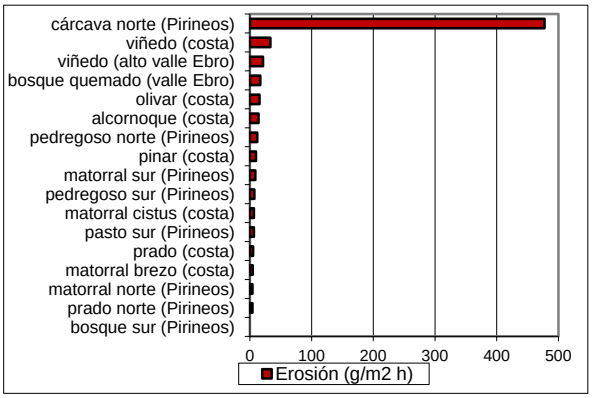


Fig. 5. Valor de Er para cada uso del suelo.
Fig.5. Values of Er for each land use.

A partir del orden establecido con los valores de *Esc* y *Er* se ha obtenido un coeficiente de degradación del terreno (*CoefD)*, expresado mediante la ecuación:

$$CoefD = (ordenEsc*ordenEr)/Ip$$

Siendo *ordenEsc* y *ordenEr* un número entre 0 y 16, asignado conforme el valor de *Esc* y *Er*. La división por el valor de *Ip* es para minimizar el efecto de las diferencias entre ensayos.
La Figura 6 muestra los usos del suelo clasificados respecto al *CoefD*, asociando los valores más altos con la respuesta más intensa de *Esc* y *Er*, que en teoría corresponde a los ambientes más degradados (menor cubierta vegetal y suelos menos desarrollados).

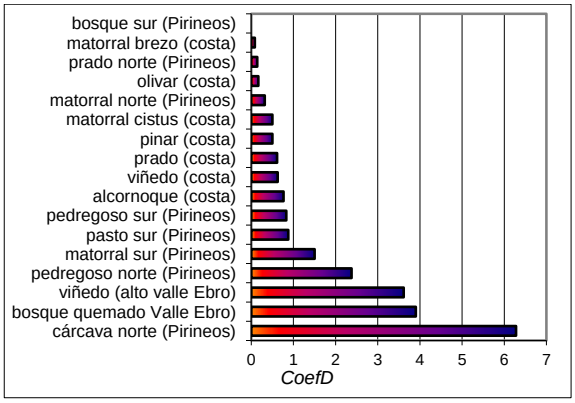


Fig. 6. Clasificación de los usos de suelo con el CoefD.
Fig.6. Classification of land uses with CoefD.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.

Las diferencias observadas de *Esc* y *Er* en 17 usos del suelo no se deben solo a las características de la precipitación, sino que el uso del suelo puede ser un factor muy determinante. Esto coincide con estudios previos, que muestran un incremento de la frecuencia e intensidad de la respuesta hidrológica en los ambientes más degradados (García-Ruíz et al., 2008; García-Ruíz y Lana-Renault, 2011). Las variaciones físico-químicas derivadas de los cambios de uso del suelo (Pardini et al., 2004; Emran et al., 2012) afectan sus propiedades hidrológicas (Zhou et al., 2008; Germer et al., 2010) y capacidad de infiltración (Regüés et al., 2012). Asimismo, la recuperación de la cubierta vegetal puede mejorar las propiedades del suelo (Badía et al., 2008).
La Figura 7 muestra que la relación *CoefD-Esc* es lineal y directa, confirmando que el efecto del uso del suelo en la *Esc* es mayor que el

asociado a la *Ip* (Figura 3), dado el mayor coeficiente de significación estadística.

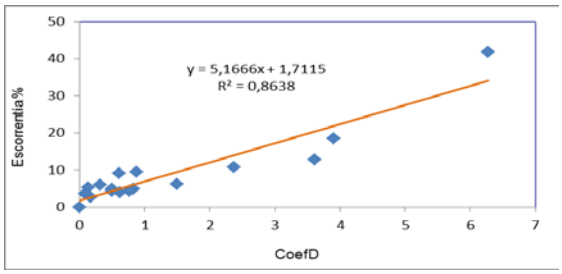


Fig. 7. Relación CoefD-Escorrentía.
Fig. 7. Relationship CoefD-Runoff.

Por lo tanto, el *CoefD* ha resultado ser una herramienta eficaz para clasificar los usos del suelo que presentan mayor susceptibilidad a la erosión y la generación de escorrentía superficial. Los resultados indican que el uso del suelo es un factor más determinante que la *Ip* en la generación de escorrentía y erosión.

Agradecimientos
El estudio se ha realizado mediante fondos de los proyecto CETSUS (CGL2007-666-44-C04-01/HID), HIDROCAES (CGL2011-27574-C02-01 y 02) e INDICA (CGL2011-27753-C02-01 y 02).

REFERENCIAS

Arnáez, J., Ruiz-Flaño, P., Lasanta, T., Ortigosa, L., Llorente, J.A., Pascual, N, Lana-Renault, N. 2012. Efecto de las rodadas de los tractores en la escorrentía erosión de suelos en laderas cultivadas por viñedos. Cuadernos de Investigación Geográfica 38(1), 115-130.

Badía, D., Martí, C., Aguirre, J. Echeverría, M.T., Ibarra, P. 2008. Erodibility and hydrology of arid burned soils: soil type and revegetation effects. Arid Land Research and Management 22, 286-295.

Cerdà, A., Giménez-Morera, A., Bodí, M.B. 2009. Soil and water losses from new citrus orchards growing on sloped soils in the western Mediterranean basin. Earth Surface Processes and Landforms 34, 1822-1830.

Emran, M. Gispert, M., Pardini, G. 2012. Comparing measurements method of carbon dioxide fluxes in a soil sequence under land cover changes in North Eastern Spain. Geoderma 170, 245-260.

García-Ruíz, J.M., Regüés, D., Alvera, B., Lana-Renault, N., Serrano-Muela, P., Nadal-Romero, E., Navas, A., Latron, J., Martí-Bono, C., Arnáez, J. 2008. Flood generation and sediment transport in experimental catchments affected by land use changes in the central Pyrenees. J. Hydrology 359, 245-260.

García–Ruíz, J.M., Lana-Renault, N. 2011. Hydrology and erosive consequences of farmland abandonment in Europe, with special reference to the Mediterranean region: A review. Agriculture, Ecosystems and Environment 140, 317-338.

Germer, S., Neill, Ch, Krusche, A.V., Elsenbeer, H. 2010. Influence of land-use changes on near-surface hydrological processes: Undisturbed forest to pasture. J. Hydrology 380 (3-4), 473-480.

Lana-Renault, N., Latron, J., Karssenberg, D., Serrano-Muela, P., Regüés, D., Bierkens M.F.P. 2011. Differences in stream flow in relation to changes in land cover: comparative study in two sub-Mediterranean mountain catchments. J. Hydrology 411, 366-378.

León, J., Echeverría, M.T., Badía, D., Martí, C., Álvarez, C. 2013. Effectiveness of Wood chips cover at reducing erosion in two contrasted burnt soils. Zeitschrift für Geomorphologie, Sup. Issues, 57, 27–37.

León J., Cerdà, A., Seeger M., Badía, D. 2014. Applications of rainfall simulators to study areas affected by forest fires. Flamma 5 (3), 116-120.

Martínez-Murillo, J.F., Nadal-Romero, E., Regüés, D., Cerdà, A., Poesen, J. 2013. Soil erosion and hydrology of western Mediterranean badlands throughout rainfall simulation experiments: A review. Catena 106, 101-112.

Nadal-Romero, E., Lasanta, T., Regüés, D., Lana-Renault, N., Cerdà, A. 2011. Hydrological response and sediment production under different land cover in abandoned farmland fields in a Mediterranean mountain environment. Boletín de Asociación de Geógrafos Españoles 55, 303-323.

Pardini, G., Gispert, M., Dunjó, G. 2004. Study of soil properties distribution patterns in a rural Mediterranean area of NE Spain. Mountain Research and Development 24 (1), 44-51.

Regüés, D., Serrano-Muela, P., Nada-Romero, E., Lana-Renault, N. 2012. Análisis de la variabilidad temporal de la infiltración en un gradiente de usos del suelo en el Pirineo central. Cuaternario y Geomorfología 26 (1-2), 9-28.

Ziadat G.M., Taimeh A.Y. 2013.Effect of rainfall intensity, slope, land use and antecedent soil moisture on soil erosion in an arid environment. Land Degradation and Development 24 (6), 582-590.

Zhou, X., Lin, H.S., White, E.A. 2008. Surface soil hydraulic properties in four soil series under different land uses and their temporal changes. Catena, 73 (1), 180-188.

LOS MODELOS DE SIMULACIÓN DE ESCORRENTÍA Y EROSIÓN, UNA HERRAMIENTA ÚTIL PARA LA GESTION DE ZONAS ÁRIDAS Y SEMIÁRIDAS CON COSTRAS BIOLÓGICAS DEL SUELO

Runoff and erosion models, a powerful tool to correctly manage arid and semiarid areas dominated by biological soil crust

E. Rodríguez-Caballero[1], S, Chamizo[1], A, Solé-Benet[2] y Y, Cantón[1]

1 Departamento de Agronomía, Universidad de Almería, 04120-Almería, España, rce959@ual.es.
2 Estación Experimental de Zonas Áridas (EEZA-CSIC), 04120-Almería, España

Abstract: Biological soil crusts (BSC) are considered one of the main protective agents against water erosion in drylands. However, their protective effect disappears when they are disturbed by human actions that strongly affect their cover, and these effects may affect the whole system response. So, BSC effects need to be incorporated in erosion models, to provide a tool to evaluate how these disturbances affect the hydrological and erosive behavior of drylands. In this work, we present a new approach to introduce the effects of BSC disturbance on the LISEM model, to finally evaluate their importance in runoff generation and water erosion from plot to catchment scale. LISEM was calibrated for different rainfall events and undisturbed BSC conditions (scenario 1), previous to simulate the effect of crust removal on water erosion (scenario 2). Our results showed a strong increase in erosion from scenario 1 to scenario 2, especially in areas where BSCs were removed, highlighting the importance of protecting BSCs against certain human activities.

Palabras clave: biocostras, erosión, LISEM, modelo espacialmente distribuido
Key words: biocrust, erosion, LISEM, spatially distributed model

1. INTRODUCCIÓN

Los crecientes problemas de degradación que afectan a la mayoría de las zonas áridas y semiáridas del planeta mantienen desde hace varias décadas un alto interés por el estudio de los procesos de erosión hídrica. Este interés ha sido especialmente visible en zonas de clima mediterráneo, donde las condiciones del suelo, las características de la lluvia y la presión de una población en constante aumento, han convertido la erosión hídrica del suelo en la principal forma de degradación. Como resultado de este interés se han realizado numerosos estudios para descifrar el efecto que ejercen diferentes tipos de cubiertas del suelo en la erosión y se han desarrollado numerosos modelos de simulación para analizar y predecir sus efectos. Sin embargo, ninguno de estos modelos incorpora el efecto de las costras biológicas del suelo (CBS), a pesar de que éstas están consideradas uno de los principales agentes protectores frente a la erosión (Cantón et al., 2002; Bowker et al., 2008; Chamizo et al., 2012; Zaho et al., 2014). Además de su importancia reduciendo la erosión, son cubiertas muy frágiles que se alteran e incluso son destruidas por el pisoteo, el pastoreo, etc., invirtiéndose su papel frente a la lluvia, por lo que es necesario incluirlas en la modelización de la escorrentía y la erosión para predecir estos procesos adecuadamente. Su inclusión en los modelos proporciona a los gestores una herramienta eficaz para el manejo de los sistemas áridos y semiáridos.

El modelo de simulación de generación de escorrentía y erosión Limburg Soil Erosion Model (LISEM) (De Roo et al., 1996) incorpora la mayoría de los procesos involucrados en la generación de escorrentía y en la erosión que se ven afectados por la presencia de CBS, como la rugosidad del terreno, la infiltración o la erodibilidad (Rodríguez-Caballero et al., 2013), lo que lo convierte en uno de los mejores modelos para simular el efecto de las CBS en la generación de escorrentía y en la erosión.

Con el objetivo de ofrecer una herramienta para evaluar el efecto de las posibles alteraciones

antrópicas sobre la respuesta erosiva de zonas en las que sean frecuentes las CBS, y así poder incorporarlas en los programas de manejo y en las políticas de uso del suelo, se ha incluido el efecto de las CBS en el modelo LISEM, y se ha cuantificado el efecto que supone la eliminación de esta cubierta sobre la protección del suelo.

2. MATERIAL Y METODOS

Este trabajo se ha realizado en el área experimental El Cautivo, en el desierto de Tabernas, en el sureste de la Península Ibérica (Fig.1). Se trata de una zona de badlands con una temperatura media de 17.9 ºC y una precipitación anual media de 235 mm. La zona está dominada por costras físicas y CBS, con una cubierta de vegetación muy dispersa. La respuesta erosiva e hidrológica de este sistema se registra desde 1991 en una estación de aforo equipada con un flume tipo H, instalado a la salida de una cuenca de 1.8 ha.

Chamizo et al., 2012). El valor de cada una de las propiedades del suelo (rugosidad aleatoria, estabilidad de los agregados, n de manning y cohesión) para cada pixel se calculó como el valor medio de los diferentes elementos que forman el pixel (vegetación, CBS y suelo desnudo) ponderado por su cobertura relativa. Una vez parametrizado el efecto de las CBS en el modelo LISEM, se simuló la erosión hídrica (escenario 1) en dos eventos de precipitación similar, pero diferente intensidad: evento 1 (P = 24 mm; I_{5max} = 105 mm h^{-1}); evento 2 (P = 28 mm; I_{5max} = 45 mm h^{-1}), pues se sabe que el efecto de las CBS sobre la generación de escorrentía y la erosión está controlado por la intensidad de la lluvia (Rodríguez-Caballero et al., 2013). Se llevó a cabo una segunda simulación (escenario 2) para ambos eventos, para predecir el efecto que tendría la desaparición de la cubierta de CBS, por posibles acciones antrópicas, sobre la pérdida de suelo. Para ello se repitió la simulación cambiando la cubierta de CBS por una costra

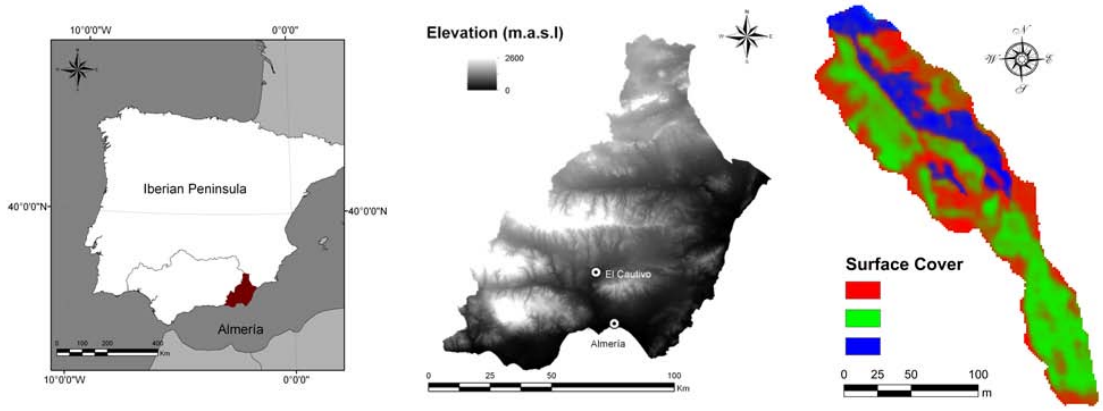


Fig. 1. Zona de estudio.
Study area.

El primer paso para simular el efecto que la perdida de la cubierta de CBS tiene sobre los procesos erosivos, fue incluir el efecto de las CBS en el modelo LISEM. Para esto se calculó la cubierta relativa de CBS, suelo desnudo y vegetación (Figura 1) de cada pixel, mediante análisis de mezclas lineal aplicado a una imagen híper espectral (CASI 1500i), siguiendo la metodología propuesta por Rodríguez-Caballero et al. (2014). A cada componente de la superficie se le asignó un valor de conductividad hidráulica, obtenido mediante simulaciones de lluvia (Cantón et al., 2002;

física, ya que según trabajos previos (Chamizo et al., 2012), tras la eliminación de la CBS se forma una costra física

El resultado de la simulación que considera la presencia de CBS se comparó con los valores reales de escorrentía y erosión registrados a la salida de la cuenca, para obtener una medida de la precisión del modelo en los dos eventos. Además se compararon los valores de erosión obtenidos en los dos escenarios.

3. RESULTADOS Y DISCUSION

Las tasas de escorrentía medidas (1.03 mm y 1.87 mm para los eventos 1 y 2 respectivamente) y erosión (1.3 t ha^{-1} y 2.14 t ha^{-1} para los eventos 1 y 2 respectivamente) mostraron valores más bajos de lo que cabría esperar en este tipo de sistemas, como consecuencia del fuerte efecto protector de las CBS (Chamizo et al., 2012) y de la distribución espacial de los diferentes componentes del paisaje (Cantón et al., 2002). El modelo mostró un buen ajuste cuando se introdujo el efecto de las CBS en las predicciones de la escorrentía y la erosión (Figura 2), con un error cuadrático medio (RMSE) de 5% para la escorrentía y 24% para la erosión en el evento 1 y un RMSE de 5% y 7% para la simulación de la escorrentía y la erosión en el evento 2. Estos resultados demuestran la posibilidad de simular correctamente el efecto de las CBS utilizando modelos de simulación espacialmente distribuidos como el modelo LISEM.

Si analizamos la distribución espacial de la erosión en el escenario 1 (Figura 3) observamos como las mayores tasas de erosión se concentran en las laderas orientas al S. Estas laderas están cubiertas principalmente por suelo desnudo encostrado físicamente, mientras que no se aprecia erosión en las laderas N, dominadas por CBS. Cuando analizamos los resultados obtenidos en el escenario 2 (escenario sin CBS), se produce un aumento generalizado de la escorrentía, que además es apreciable a la salida de la cuenca (Figura 2), y un aumento de la erosión en las zonas que estaban cubiertas por CBS en el escenario 1 (Figura 3). Estos resultados ponen de manifiesto el importante papel protector que ejercen las CBS y la necesidad de incluirlas en las políticas de gestión de uso del suelo, con el objetivo de proteger las zonas áridas y semiáridas frente a los procesos de degradación.

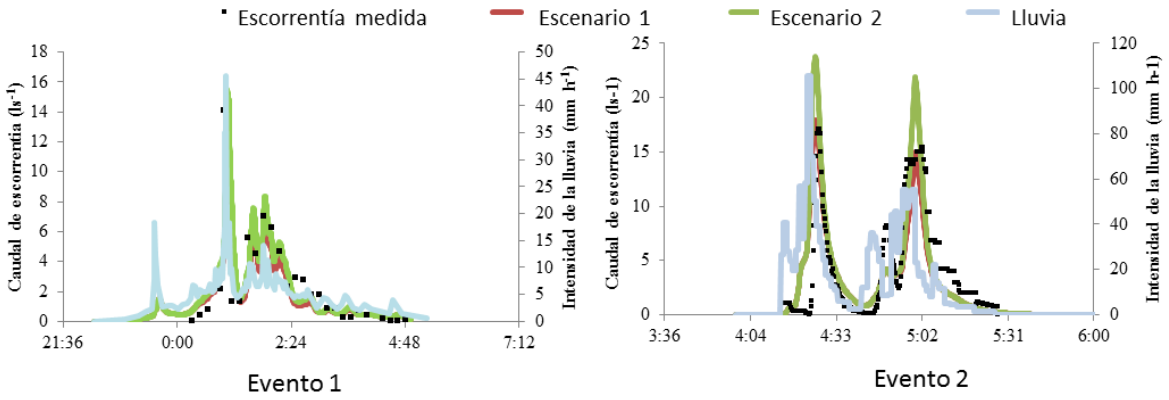


Fig. 2. Diferencias en la respuesta hidrológica obtenidas a la salida de la cuenca, en el evento 1 (izquierda.) y evento 2 (derecha).

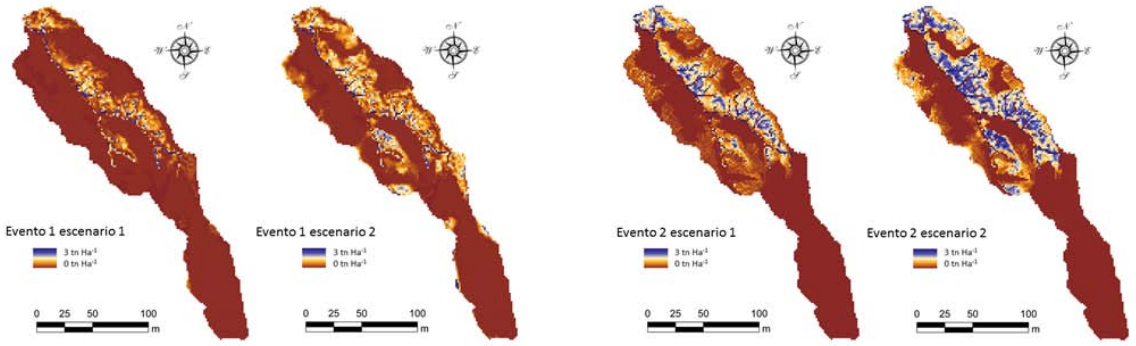


Fig. 3. Distribución espacial de la erosión simulada en el escenario con CBS (escenario 1) y en el escenario sin CBS (escenario 2), para los dos eventos de precipitación analizados.

4. CONCLUSIONES

Las CBS ejercen un fuerte efecto protector frente a la erosión, que se debe integrar en el desarrollo de políticas de gestión y uso del suelo. La incorporación de su efecto en los modelos de simulación de escorrentía y erosión constituye una herramienta decisiva para alcanzar este objetivo, ya que pone a disposición de los gestores un método para evaluar el efecto que diferentes acciones antrópicas poco respetuosas con las cubiertas de CBS, pueden tener sobre los procesos erosivos en los ecosistemas áridos y semiáridos.

Agradecimientos
Este trabajo ha sido cofinanciado por la Consejería de Innovación y Ciencia de la Junta de Andalucía a través del proyecto COSTRAS (RNM 3614), y por el Ministerio de Ciencia y Tecnología a través del proyecto BACARCOS (CGL2011-29429), ambos cofinanciados con fondos FEDER

REFERENCIAS

Bowker, M., Belnap, J., Chaudhary, V., Johnson, N. 2008. Revisiting classic water erosion models in drylands: The strong impact of biological soil crusts. Soil Biology and Biochemistry 40, 2309-2316.

Cantón, Y., Domingo, F., Solé-Benet, A., Puigdefábregas, J. 2002. Influence of soil-surface types on the overall runoff of the tabernas badlands (south-east spain): Field data and model approaches. Hydrological Processes 16(13), 2621-43.

Chamizo S, Cantón Y, Lázaro R, Solé-Benet A, Domingo F. 2012. Crust composition and disturbance drive infiltration through biological soil crusts in semiarid ecosystems. Ecosystems 15(1):148-61.

De Roo, J., Wesseling, G., Ritsema, J. 1996. LISEM: a single event physically based hydrologic and soil erosion model for drainage basins. Theory, input and output. Hydrological process 10, 1118-1127.

Rodríguez-Caballero, E., Cantón, Y., Chamizo, S., Lázaro, R., Escudero, A. (2013). Soil Loss and Runoff in Semiarid Ecosystems: A Complex Interaction Between Biological Soil Crusts, Micro-topography, and Hydrological Drivers. Ecosystems, 16 (4), 1-18

Rodríguez-Caballero, E., Escribano, P., Cantón, Y. 2014. Advanced image processing methods as a tool to map and quantify different types of biological soil crust. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing. 10.1016/j.isprsjprs.2014.02.002

Zhao, Y., Qin, N., Weber, B., Xu, M. 2014. Response of biological soil crusts to raindrop erosivity and underlying influences in the hilly Loess Plateau region, China. Biodiversity Conservation, DOI 10.1007/s10531-014-0680-z

¿CUÁLES SON LOS EFECTOS A CORTO Y MEDIO PLAZO EN LA ESCORRENTÍA Y LA EROSION CUANDO SE ALTERAN LAS COSTRAS BIOLÓGICAS DEL SUELO?

What are the effects on runoff and erosion in the short and long term when biological soil crusts are disturbed?

S. Chamizo[1], E. Rodríguez-Caballero[1], Y. Cantón[1], J.R. Román[1] y A. Solé-Benet[2]

1 Departamento de Agronomía, Universidad de Almería, Ctra. de Sacramento, La Cañada de San Urbano 04120, Almería (España). E-mail: scd394@ual.es
2 Estación Experimental de Zonas Áridas, CSIC

Abstract: Interplant spaces in arid and semiarid areas are frequently covered by biological soil crusts (BSCs). These crusts influence hydrological processes and strongly protect soils from water erosion. However, BSCs are easily disturbed by human activities, fact that may have strong implications on runoff and erosion dynamics in arid and semiarid lands. The objective of this work was to analyse the runoff and erosion dynamics of BSC-covered soils and soils where the BSC was removed in 2007 and have remained unaltered since then, at plot and hillslope scales, in a badlands catchment (Almeria, SE Spain). We found that removal of BSCs caused an increase in runoff and, especially, in erosion, which was up to 11 times higher in these soils than in soils covered by intact BSCs. After 5-year recovery, both unaltered and altered soils showed similar runoff and erosion. Our results highlight the need to protect interplant soils in arid and semiarid areas, where BSC disturbances have great impacts on runoff and erosion processes.

Palabras clave: cianobacterias, recuperación, parcela, ladera, área acarcavada
Key words: cyanobacteria, recovery, plot, hillslope, badlands

1. INTRODUCCIÓN

En la mayoría de regiones áridas y semiáridas del mundo, los espacios libres entre las plantas, aparentemente desnudos, están cubiertos por comunidades complejas compuestas de cianobacterias, hongos, algas, líquenes y musgos, que se conocen como costras biológicas del suelo (CBS). Estas costras son los primeros colonizadores en la sucesión en ecosistemas terrestres y son consideradas ingenieras pioneras de los ecosistemas, ya que desempeñan un importante papel en diversos procesos clave para el funcionamiento de los ecosistemas. Las CBS influyen en numerosas propiedades del suelo como la microtopografía, la porosidad, la hidrofobia, o el agrietamiento, que afectan a los procesos hidrológicos; protegen el suelo frente a la acción erosiva del viento y del agua; y aumentan su fertilidad mediante la fijación de carbono y nitrógeno atmosférico, la síntesis de compuestos polisacáridos y la reducción de la pérdida de nutrientes por erosión. Sin embargo, las CBS son muy vulnerables a los impactos causados por actividades humanas tales como el pastoreo, el tráfico de vehículos o el pisoteo. Estas actividades provocan la pérdida de la CBS o, en su caso, la disminución de la cobertura, biomasa y riqueza de especies de la CBS, que implica la transformación de comunidades evolucionadas a comunidades de etapas tempranas de la sucesión. Estas alteraciones repercuten en propiedades como la rugosidad de la superficie, contenido en carbono, agregación, porosidad, y capacidad de retención de agua del suelo, que afectan a los procesos de escorrentía y erosión. El objetivo de este trabajo es analizar cómo afecta la alteración de la CBS y su recuperación tras dicha alteración a la escorrentía y la erosión en una zona acarcavada.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

El estudio se ha llevado a cabo en el área experimental de El Cautivo, en el desierto de

Tabernas (provincia de Almería), un área acarcavada sobre margas yesíferas. El clima es termomediterráneo semiárido con veranos largos y secos y la época lluviosa concentrada en invierno, una temperatura media anual de 17.9ºC y una precipitación media anual de 235 mm. Los suelos tienen poco espesor y se clasifican como Leptosoles Epilépticos y Endolépticos, Regosoles Calcáricos y Gypsisoles Eútricos. La textura es franco-limosa. El área está integrada por un amplio mosaico de superficies compuesto por una cobertura discontinua de plantas perennes, anuales y costras físicas y biológicas, que llegan a cubrir más del 80% de la superficie del suelo. En noviembre de 2007, se seleccionaron parcelas abiertas cubiertas por CBS (cobertura~70%), principalmente dominadas por cianobacterias, y parcelas en las que se eliminó dicha costra, a dos escalas espaciales: pequeña parcela (~1 m^2) y ladera (~7 m^2). Se seleccionaron 3 parcelas de cada tratamiento a escala de parcela y 2 parcelas de cada tratamiento a escala de ladera. Además, en 2012 se seleccionaron 3 parcelas pequeñas adicionales en las que se llevó a cabo la eliminación de la costra. Las parcelas pequeñas estaban limitadas en su parte inferior por una chapa de acero y conectadas a una garrafa de 20 litros donde se recogía la escorrentía total tras cada evento de lluvia. Las laderas estaban conectadas a un depósito de 50 litros dotado de un balancín (resolución de 0.5 litros) y un logger donde se registraba la escorrentía a lo largo del evento. Tras cada evento lluvioso, se tomaba una alícuota de agua (2 litros) para su posterior filtrado y determinación de sedimentos. El área de contribución, se determinó a partir de un modelo digital de elevaciones (MDE) de alta resolución (0.01 m) construido a partir de registros de altura de la superficie medidos con un laser scanner Leica Scan Station 2.0. Para cada parcela, se calculó el coeficiente de escorrentía y la tasa de erosión tras cada evento de lluvia.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La figura 1 muestra la respuesta hidrológica y erosiva de las parcelas pequeñas durante una lluvia ocurrida en noviembre de 2012. La eliminación reciente de la CBS generó mayores coeficientes de escorrentía que las parcelas de CBS inalterada, pero las mayores diferencias se observaron en la tasa de erosión, donde la eliminación reciente de la CBS generó tasas de erosión hasta siete veces mayores que las parcelas de CBS inalteradas. Las parcelas que fueron alteradas en 2007 presentaron ya una cobertura de CBS similar a la de las parcelas inalteradas y el coeficiente de escorrentía así como la tasa de erosión fueron similares a las de las parcelas de CBS inalterada.

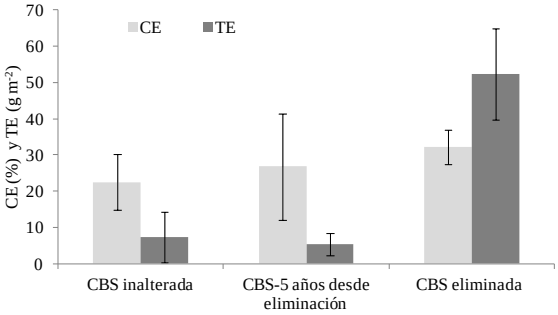


Fig. 1. Coeficiente de escorrentía (CE) y tasa de erosión (TE) durante una lluvia en noviembre de 2012 (P=53 mm e intensidad máxima en 5 min= 91 mm h^{-1}) en parcelas pequeñas de CBS inalterada, parcelas donde se eliminó la costra en 2007 y parcelas donde se eliminó la costra en 2012.

Fig. 1. Runoff coefficients and erosion rates during a rainfall fallen in November 2012 in the small plots with unaltered BSCs, plots with BSC removal in 2007 and plots with BSC removal in 2012.

A escala de ladera, observamos una respuesta similar. En la figura 2 se muestra el hidrograma para una parcela de CBS inalterada y una parcela donde se eliminó la costra en 2007, durante una lluvia ocurrida en noviembre de 2008 (Fig. 2a) y otra ocurrida en octubre de 2012 (Fig. 2b).

En el primer evento (Fig. 2a), transcurrido un año desde la alteración de la CBS, el coeficiente de escorrentía fue hasta tres veces mayor (CE = 32.1%) y la tasa de erosión (TE = 8.5 g m^{-2}) hasta 11 veces mayor en la parcela alterada que en la parcela inalterada (CE = 11.4% y TE = 0.7 g m^{-2}). Transcurridos 5 años (Fig. 2b), la parcela alterada presentaba una cobertura de CBS similar a la de la costra inalterada y los coeficientes de escorrentía y la tasa de erosión fueron similares en ambas (CE = 20.2 y 20.1%, y TE = 13.9 y 12.3 g m^{-2}, en la CBS inalterada y CBS en evolución desde 2007, respectivamente).

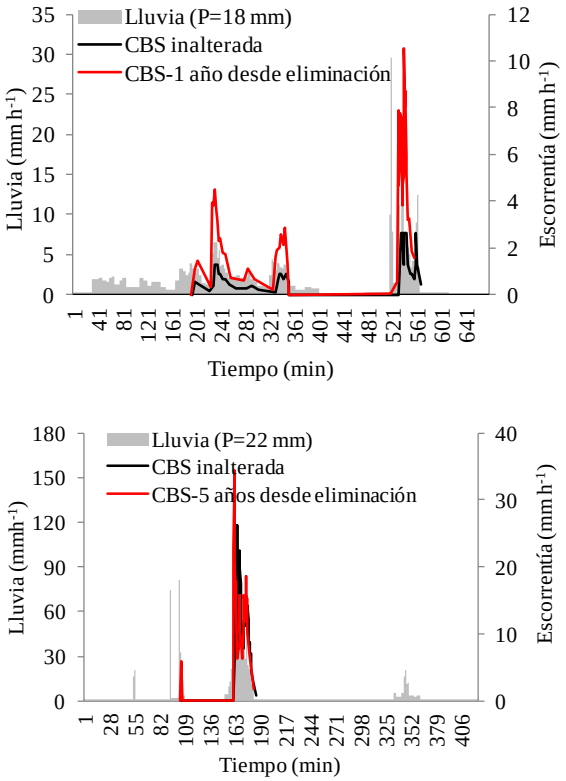


Fig. 2. Hidrograma de una ladera con CBS inalterada y una ladera donde se eliminó la CBS en 2007, tras 1 año (Fig. 2a) y 5 años (Fig. 2b) desde su eliminación.

Fig. 2. Hydrogram of a hillslope plot with unaltered BSC and BSC removed in 2007, after 1-year recovery (Fig. 2a) and 5-year recovery (Fig. 2b).

La microtopografía proporcionada por la CBS (Rodríguez-Caballero et al., 2012) y la influencia que éstas ejercen sobre las propiedades de los primeros centímetros de suelo como el aumento en el contenido de carbono orgánico, la agregación y la porosidad del suelo (Chamizo et al., 2012a; Miralles-Mellado et al., 2011), aumentan la infiltración y reducen la generación de escorrentía (Chamizo et al., 2012b). Estas propiedades también dotan a dichos suelos de una mayor resistencia frente a la erosión por el agua (knapen et al., 2007; Bowker et al., 2008; Chamizo et al., 2012b). Además, el entramado formado por las propias estructuras de la CBS (e.j. hifas de los hongos, filamentos de las cianobacterias…) protege frente al impacto de las gotas de lluvia y el efecto cortante de los flujos superficiales de agua (Eldridge y Kinnell, 1997; Zhao et al., 2014), reduciendo así el desprendimiento de material del suelo y la erosión. Inicialmente, los filamentos de las cianobacterias actúan aumentando la agregación del suelo y posteriormente, líquenes y musgos actúan a través de su influencia en la mejora de la estructura y las propiedades físico-químicas del suelo (Hu et al., 2002).

Nuestros resultados ponen de manifiesto el notable incremento de la erosión que se produce con la eliminación de la CBS de acuerdo con Li y colaboradores (2008). Respecto a la escorrentía, diversos estudios han encontrado que la eliminación de la CBS produce inicialmente un aumento de la infiltración (Eldridge et al., 2000; Li et al., 2008; Chamizo et al., 2102b). Sin embargo a medida que transcurre la lluvia y especialmente tras sucesivas lluvias, se forma un nuevo sellado en la superficie del suelo debido al impacto de las gotas de lluvia, que da lugar a la posterior formación de una costra física (Chamizo et al., 2012b). Es conocido el efecto que tienen las costras físicas en la reducción de la conductividad hidráulica del suelo (Malam-Issa et al., 2004) y de la infiltración, aumentando así la escorrentía (Neave y Rayburg, 2007).

Tras una alteración y la consiguiente pérdida de la CBS y formación de una costra física, la sucesión comienza de nuevo con la colonización del suelo por especies pioneras de cianobacterias. Con el transcurso del tiempo, aparecen especies de cianobacterias de etapas más tardías y por último, si las condiciones son favorables, el suelo es colonizado por especies desarrolladas de líquenes y musgo (Lázaro et al., 2008). La aparición de estos organismos aumenta la infiltración respecto a suelos cubiertos por costras físicas. Además, este aumento es mayor a medida que la CBS es más evolucionada (Chamizo et al., 2012b; Rodríguez-Caballero et al., 2013).

El tiempo de recuperación de la CBS es variable y depende de múltiples factores. Sin embargo, algunos autores señalan que la dinámica sucesional de la CBS y con ella, la recuperación de las propiedades del suelo iniciales previas a la perturbación, puede ser rápida en algunos ecosistemas (Dojani et al., 2011). En esta línea, nosotros encontramos que la recuperación de la CBS fue rápida en el área de estudio y que tras 5 años desde la alteración, se restableció casi completamente la cubierta y los valores de escorrentía y erosión se aproximaron a los de CBS inalteradas.

4. CONCLUSIONES

Las CBS tienen un importante papel en los procesos de escorrentía y erosión en ecosistemas semiáridos. La pérdida de la CBS por una alteración provoca un aumento de la escorrentía y, más significativamente, de la erosión, que puede llegar a ser hasta 11 veces mayor respecto a un suelo cubierto por CBS. A medida que avanza la recuperación de la CBS tras una alteración, aumenta su cobertura y biomasa, devolviendo al suelo progresivamente sus propiedades iniciales. Una vez que la cubierta de CBS se restablece, los coeficientes de escorrentía y las tasas de erosión se aproximan a las de CBS inalteradas. De esta forma, la conservación de las CBS es crucial para reducir procesos de degradación frecuentes en zonas áridas y semiáridas.

Agradecimientos
Este estudio ha sido financiado por el proyecto COSTRAS (RNM–3614) de la Consejería de Innovación, Ciencia y Empresa de la Junta de Andalucía, y BACARCOS (CGL2011-29429) del Ministerio de Ciencia e Innovación, ambos incluyendo fondos ERDF de la Unión Europea.

REFERENCIAS

Bowker, M.A., Belnap, J., Chaudhary, V.B., Johnson, N.C. 2008. Revisiting classic water erosion models in drylands: The strong impact of biological soil crusts. Soil Biology & Biochemistry, 40, 2309 - 2316.

Chamizo, S., Cantón, Y. Miralles, I. Domingo, F. 2012a. Biological soil crust development affects physicochemical characteristics of soil surface in semiarid ecosystems. Soil Biology & Biochemistry, 49, 96 - 105.

Chamizo, S., Cantón, Y., Lázaro, R., Solé-Benet, A., Domingo, F. 2012b. Crust composition and disturbance drive infiltration through biological soil crusts in semiarid ecosystems. Ecosystems, 15, 148 - 161.

Dojani, S., Büdel, B., Deutschewitz, K., Weber, B. 2011. Rapid succession of biological soil crusts after experimental disturbance in the Succulent Karoo, South Africa. Applied Soil Ecology, 48, 263 - 269.

Eldridge, D.J. y Kinnell, P.I.A. 1997. Assessment of erosion rates from microphyte dominated calcareous soils under rain-impacted flow**.** Australian Journal of Soil Research, 35 (3), 475 - 489.

Eldridge, D.J., Zaady, E., Shachak, M. 2000. Infiltration through three contrasting biological soil crusts in patterned landscapes in the Negev, Israel. Catena, 40, 323 - 336.

Hu, C., Liu, Y., Song, L., Zhang, D. 2002. Effect of desert soil algae on the stabilization of fine sands. Journal of Applied Phycology, 14, 281 - 292.

Knapen, A., Poesen, J., Galindo-Morales, P., De Baets, S., Pals, A. 2007. Effects of microbiotic crusts under cropland in temperate environments on soil erodibility during concentrated flow. Earth Surface Processes and Landforms, 32, 1884–1901.

Lázaro, R., Cantón, Y., Solé-Benet, A., Bevan J., Alexander, R., Sancho, L.G., Puigdefábregas, J. 2008. The influence of competition between lichen colonization and erosion on the evolution of soil surfaces in the Tabernas badlands (SE Spain) and its landscape effects. Geomorphology, 102, 252 - 66.

Li, X.J., Li, X.R., Song, M., Gao, Y.P., Zheng, J.G., Jia, R.L. 2008. Effects of crust and shrub patches on runoff, sedimentation, and related nutrient (C, N) redistribution in the desertified steppe zone of the Tengger Desert, Northern China. Geomorphology, 96, 221 - 232.

Malam-Issa, O., Cousin, I., Le Bissonnais, Y., Quétin, P. 2004. Dynamic evolution of the unsaturated hydraulic conductivity of a developing crust. Earth Surface Processes and Landforms, 29, 1131 - 1142.

Miralles-Mellado, I., Cantón, Y., Solé-Benet, A. 2011. Two-dimensional porosity of crusted silty soils: indicators of soil quality in semiarid rangelands? Soil Science Society of America Journal, 75, 1289 - 1301.

Neave, M. y Rayburg, S. 2007. A field investigation into the effects of progressive rainfall-induced soil seal and crust development on runoff and erosion rates: The impact of surface cover. Geomorphology, 87, 378 - 390.

Rodríguez-Caballero, E., Cantón, Y. Chamizo, S., Afana, A., Solé-Benet, A. 2012. Effects of biological soil crusts on surface roughness and implications for runoff and erosion. Geomorphology, 145 - 146, 81- 89.

Rodríguez-Caballero, E., Cantón, Y., Chamizo, S., Lázaro, R., Escudero, A. 2013. Soil loss and runoff in semiarid ecosystems: a complex interaction between biological soil crusts, micro-topography, and hydrological drivers. Ecosystems, 16, 529 - 546.

Zhao, Y., Qin, N., Weber, B., Xu, M. 2014. Response of biological soil crusts to raindrop erosivity and underlying influences in the hilly Loess Plateau region, China. Biodiversity and Conservation, DOI 10.1007/s10531-014-0680-z.

PAPEL DE LAS BIOCOSTRAS EN LAS PÉRDIDAS DE CARBONO ORGÁNICO POR ESCORRENTÍA Y EROSIÓN EN BADLANDS SEMIÁRIDOS

Biocrusts role on organic carbon losses by runoff and erosion in semi-arid badlands

J.R. Román[1], S. Chamizo[1], E. Rodríguez-Caballero[1], Albert Solé Benet y Y. Cantón[1]

1 Departamento de Agronomía, Universidad de Almería, Ctra. de Sacramento, La Cañada de San Urbano 04120, Almería (España). E-mail: jaromanp59@gmail.com
2 Estación Experimental de Zonas Áridas, CSIC

Abstract: Biocrusts usually act as sources of runoff and are involved in the stabilization and fertility of soils in arid and semiarid regions. Distribution of water and nutrients provided by biocrusts via runoff may be essential in maintaining plant productivity, reason why their disturbance can have profound implications on ecosystem functioning. In this study, we examined the influence of biocrust type and disturbance on dissolved and sediment organic carbon (OC) losses during one hydrological year in a badlands area. Annual dissolved OC loss was up to 3-fold higher in biocrust-removed soils respect intact biocrusts, whereas annual sediment OC loss was up to 4-fold higher in biocrust-removed than in intact biocrusts. The first rain after biocrust disturbance was which contributed most to these OC losses as runoff and, more noticeable, erosion greatly increased immediately after biocrust removal. In the following rains, OC losses decreased due to early colonization by cyanobacteria in the biocrust-removed soils and to less remaining OC available in these soils.

Palabras clave: carbono orgánico, escorrentía, erosión hídrica, costras biológicas del suelo
Key words: organic carbon, runoff, water erosion, biological soil crusts

1. INTRODUCCIÓN

Como consecuencia de la escasez de agua y la baja fertilidad del suelo, los ecosistemas áridos y semiáridos están caracterizados por una distribución espacial en forma de mosaico, donde los parches vegetados se intercalan con zonas no vegetadas. Estas zonas no vegetadas, están, en muchos casos, colonizadas por biocostras. Las biocostras aumentan la estabilidad y fertilidad de los suelos, ya que fijan carbono y nitrógeno, aumentan el contenido en carbono orgánico (CO) del suelo y previenen la erosión por agua y viento. Además, las biocostras actúan como fuente de escorrentía, convirtiéndose dicha agua y los nutrientes asociados en recursos vitales para la supervivencia y mantenimiento de la vegetación adyacente. Algunos estudios consideran que hasta el 50% del CO fijado durante la fotosíntesis por las biocostras se libera rápidamente al suelo y queda a disposición de la vegetación (Belnap y Lange, 2003). Este CO también puede ser transferido a través de la escorrentía y sedimentos asociados aguas abajo hasta los parches vegetados. Sin embargo, la exportación de carbono, hacia las zonas vegetadas, puede variar en función del tipo de costra y su estado de evolución. Hasta la fecha, existen muy pocos trabajos que hayan analizado la influencia del tipo de costra en la exportación de CO y cómo la eliminación o alteración de la biocostra puede afectar a dicha exportación (Barger et al., 2006; Li et al., 2008), a pesar de que se sabe que su eliminación aumenta notablemente la erosión por escorrentía (Chamizo et al., 2012).

Por otro lado, los escasos trabajos existentes solo han analizado la exportación de CO bajo condiciones de lluvia simulada, sin tener en cuenta la intensidad y variabilidad de la lluvia, factores que tienen un importante efecto sobre la generación de escorrentía y la erosión en superficies cubiertas por CBS (Rodríguez-Caballero et al., 2013). Por tanto, nos podemos preguntar: ¿Qué efectos inmediatos tiene la eliminación de la biocostra en las pérdidas de

CO? y ¿Cómo varía la exportación de CO orgánico dependiendo de la magnitud del evento de lluvia? Éstas y otras preguntas están aún sin resolver.

El objetivo de este trabajo es analizar el papel de la biocostra y su alteración en la exportación de CO en un sistema de badlands a diferentes escalas temporales, escala anual y de evento. Dado que las consecuencias más importantes ocurren justo después de la alteración de la costra, nuestra hipótesis de partida es que la exportación de carbono será mayor justo después de la eliminación de la costra e irá disminuyendo a medida que el suelo es de nuevo colonizado por la biocostra.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

Nuestro estudio se llevó a cabo en el área experimental El Cautivo (N37º00´37", W2º26´30"). Se trata de una zona acarcavada (badlands), situada en uno de los badlands más extensos de Europa, El desierto de Tabernas (Almería). Se trata de una zona de badlands desarrollados sobre sobre margas yesíferas escasamente estratificadas. Los principales tipos de suelo presentes son Regosoles, Gypsisoles y Calcisoles (Cantón et al., 2003). El Cautivo presenta un clima termomediterráneo semiárido, fuertemente controlado por su posición geográfica, al sur de la península ibérica y a sotavento de dos sistemas montañosos (Sierra de Filabres y Sierra Alhamilla). La temperatura media anual es de 17.9 ºC, y la precipitación media anual es de solo 235 mm. Estas condiciones, junto con la elevada evapotranspiración potencial limitan la presencia de vegetación a las zonas más favorables. La mayor parte de la superficie está cubierta por un mosaico de costras físicas y biocostras, que ocupan posiciones bien diferenciadas. Las laderas orientadas al S y SW, con mayor insolación, suelen estar cubiertas sólo por costras físicas, mientras que las orientada sal N y NE están colonizadas por biocostras casi exclusivamente en la parte alta y matorral disperso con anuales y biocostras en los claros en los piedemontes (Cantón et al.,2004).

Para este estudio se han seleccionado 3 parcelas de escorrentía abiertas con un área aproximada de 1 m^2, sobre cada uno de los tipos principales de biocostras presentes en el área de estudio, cianobacterias y líquenes, y 3 parcelas donde la biocostra fue eliminada en 2012. Durante el año hidrológico 2012-2013, se registró la escorrentía y erosión en estas parcelas. Los colectores estaban conectados a una garrafa, donde se recogía el total de agua y sedimentos generado en cada evento lluvioso. Cada parcela se topografió con un láser escáner Leica Scan Station 2.0. A partir de las nubes de puntos obtenidas, se generó un modelo digital de elevaciones de 0.01 m x 0.01 m de resolución espacial, con el que se calculó el área de contribución de cada colector.

Tras cada evento de precipitación se midió el volumen total de escorrentía generado en cada parcela y se tomó una muestra de agua para estimar la cantidad total de sedimento exportado durante el evento. A lo largo del periodo de estudio, se registraron 4 eventos de escorrentía, en los cuales se determinó, el carbono orgánico disuelto (COD) y el carbono orgánico en sedimentos (COS). Ambos se determinaron siguiendo el método descrito por Barahona et al. (2005), consistente en la oxidación con dicromato potásico y posterior medida de la absorbancia a 590 nm en un espectrofotómetro.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la figura 1 se muestran las pérdidas de COS y COD para los diferentes tipos de biocostras y suelos donde se eliminó la biocostra en un evento de lluvia (precipitación total = 29 mm) ocurrido justo después de la sequía estival. Tanto la concentración como la exportación de COD en agua fueron mayores en los suelos donde se eliminó la costra, que en los suelos con biocostras. Esto puede deberse a que el CO esté más fuertemente retenido en la biocostras y formando parte de sus estructuras, por lo que su disolución en agua fue menor. Además, la escorrentía fue mayor en los suelos donde la biocostra fue eliminada. Por el contrario, aunque la concentración de COS fue mayor en los suelos con biocostras que en los suelos donde la costra fue eliminada, la exportación de CO fue mayor en éstos debido a las mayores tasas de erosión registradas. Estos resultados coinciden con los encontrados por Barger et al. (2006) y Li et al. (2008), donde se muestra que sucesiones poco desarrolladas compuestas

principalmente por cianobacterias aumentan notablemente la escorrentía, la cual tiene una mayor influencia sobre la exportación que la concentración.

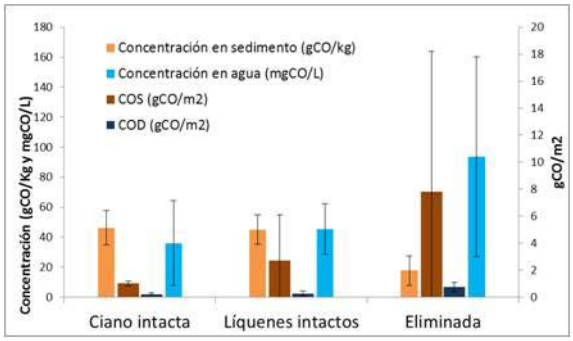


Fig. 1. Exportaciones de carbono en agua (COD) y en sedimento (COS) así como sus respectivas concentraciones correspondientes a un evento después del verano (Octubre de 2012).

Fig. 1. OC concentration and exportation in water and sediments from a rainfall event after summer (October 2012).

Cuando analizamos la exportación de CO en una lluvia de baja magnitud (9.2 mm) ocurrida al final del periodo de estudio (Fig. 2), observamos que la concentración de COD en las parcelas donde la costra se había eliminado en 2012 se aproximó al valor obtenido en las parcelas cubiertas por biocostras, posiblemente por el menor contenido en CO ya existente en estos suelos, previamente lavado en eventos de lluvia anteriores. No obstante, como la tasa de erosión fue prácticamente cero en las parcelas con biocostras, la principal exportación de COD tuvo lugar en las donde la costra se había eliminado.

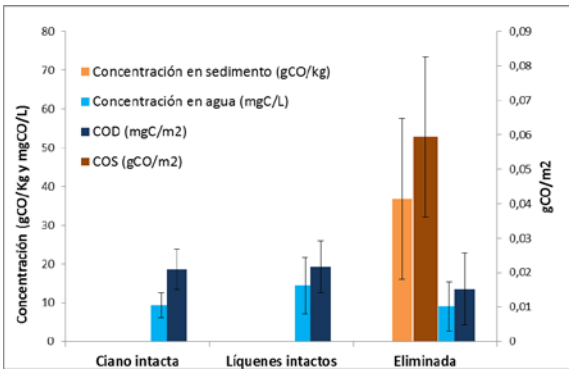


Fig. 2.Exportaciones de carbono en agua (COD) y en sedimento (COS) así como sus respectivas concentraciones correspondientes al último evento antes del verano (Mayo de 2013).

Fig. 2. Graphic that shows DOC and TOC losses and their respective concentrations from the last rainfall event before the summer (May 2013).

En general, la tasa de exportación de CO en el área de estudio fue mayor que las descritas en otras áreas áridas y semiáridas (Barger et al., 2006; Li et al., 2008).

La figura 3 muestra la tasa anual de exportación de CO durante el año hidrológico 2012-2013. La exportación total anual de COD para las parcelas donde se había eliminado la costra fue casi 3 veces superior que en las parcelas de cianobacterias (0.36 frente a 0.97 gCO/m2/año) y 2 veces superior a las parcelas de líquenes (0.52 gCO/m2/año). Por otro lado, la cantidad total de COS en las parcelas donde se había eliminado la costra fue 4 veces superior a la parcela de cianobacterias (1.88 gCO/m2/año frente a 8.79 gCO/m2/año) y 3 veces superior a la parcela de líquenes (2.97 gCO/m2/año).

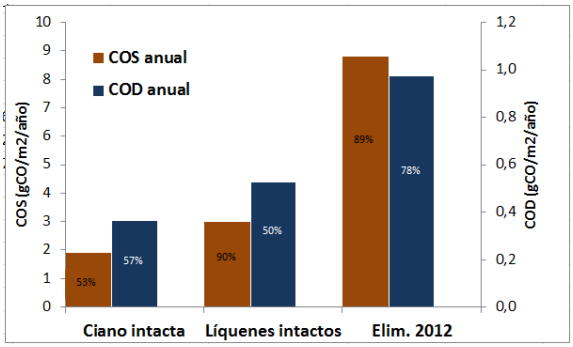


Fig. 3. Exportación anual de CO en agua (COD) y en sedimento (COS). El porcentaje representa la influencia del primer evento respecto al total anual.

Fig. 3. Annual exportation of organic carbon in water and sediments . The percentage shows what the first event represents respect the annual exportation .

También observamos la implicación que tiene el primer evento justo tras la eliminación de la biocostra (evento de 29 mm con una intensidad máxima en 5 minutos de 78 mm h^{-1}), (Fig.1) sobre la exportación total, lo que resalta las importantes implicaciones que tiene la alteración de la biocostra en las pérdidas de CO, hecho que se agudiza aún más cuando ante eventos de lluvia intensos.

4. CONCLUSIONES

Las biocostras juegan un papel clave en el aporte de CO al suelo en zonas áridas y semiáridas, especialmente en sistemas donde la cobertura vegetal es muy reducida, como los sistemas de badlands. La pérdida total o parcial de la misma por actividades humanas como el sobrepastoreo o el pisoteo tiene importantes

implicaciones en las pérdidas de CO, que provocan una disminución de la fertilidad del suelo en estos ecosistemas Estos cambios pueden afectar a la productividad de la vegetación adyacente, así como al normal funcionamiento del ecosistema. Además, en la mayoría de los casos la eliminación de la biocostra da lugar a la formación de costras físicas o incipientes que aumentan la escorrentía y la erosión drásticamente, lo cual agrava lo procesos de degradación frecuentes en estos ecosistemas.

Agradecimientos
Este estudio ha sido financiado por el proyecto COSTRAS (RNM–3614) de la Consejería de Innovación, Ciencia y Empresa de la Junta de Andalucía, y BACARCOS (CGL2011-29429) del Ministerio de Ciencia e Innovación, ambos incluyendo fondos ERDF de la Unión Europea.

REFERENCIAS

Barahona, E., Fernández, J., Mingorance, M.D. 2005. Determinación rápida de carbono orgánico en suelos por oxidación vía húmeda. Control de degradación de suelos, coord. por Raimundo Jiménez Ballesta, Ana María Alvarez González, Vol. 1, (Libro de actas), ISBN 84-689-2620-5, 737-741.

Barger, N.N, Herrick, J.E, Van Zee, J, Belnap, J. 2006. Impacts of biological soil crust disturbance and composition on C and N loss from water erosion. Biogeochemistry, 77, 247–63.

Belnap. J y Lange, O. 2003. Biological soil crust: Structure, function, and management. Springer-Verlag, Berlin.

Cantón, Y., Del Barrio, G., Solé-Benet, A., Lázaro, R. 2004. Topographic controls on the spatial distribution of ground cover in a semiarid badlands area. Catena, 55, 341-365.

Cantón, Y., Solé-Benet, A., Lázaro, R. 2003. Soil-geomorphology relations in gypsiferous materials of the Tabernas desert (Almería, SE Spain). Geoderma, 115(3-4), 193-222.

Chamizo, S., Cantón, Y., Lázaro, R., Solé-Benet, A., Domingo, F. 2012. Crust composition and disturbance drive infiltration through biological soil crusts in semiarid ecosystems. Ecosystems, 15, 148-161.

Li, X.J., Li, X.R., Song, M., Gao, Y.P., Zheng, J. G., Jia, R.L. 2008. Effects of crust and shrub patches on runoff, sedimentation, and related nutrient (C, N) redistribution in the desertified steppe zone of the Tengger Desert, Northern China. Geomorphology, 96, 221–32.

Rodríguez-Caballero, E., Cantón, Y., Chamizo, S., Lázaro, R., Escudero, A. 2013. Soil loss and runoff in semiarid ecosystems: a complex interaction between biological soil crusts, micro-topography, and hydrological drivers. Ecosystems, 16, 529 - 546.

EPISODIOS EXTREMOS DE ESCORRENTIA Y EROSION EN LOS ULTIMOS 21 AÑOS SOBRE DOS LITOLOGIAS EN EL SEMIARIDO DE ALMERÍA

Extreme events from the last 21 years over two contrasted lithologies in the semiarid part of Almeria (SE Spain)

E. Rodríguez-Caballero[1], Y. Cantón[1], R. Lázaro[2], J. Puigdefábregas[2] y A. Solé-Benet[2]

1 Depto. de Agronomía, Universidad de Almería, carretera de Sacramento s/n, 04120-Almería, rce959@ual.es
2 Estación Experimental de Zonas Áridas, CSIC, Almería

Abstract: The most important extreme precipitation events from two contrasted sites, one over Paleozoic mica schist, the other on Upper Miocene gypsiferous marls, both from a semiarid region in Almería (SE Spain), are reviewed with the aim to know their contribution to global runoff and geomorphic effects during a period of 21 years. On loamy regoliths and soils over quite impervious marls, runoff and sediment yield depend on precipitation magnitude but on sandy soils over mica schist, such parameters mostly depend on rainfall intensity. Extreme events represent about 40% of the total annual runoff average on marls and 90% on mica schist. Percentages in sediment yield reach 25% and 81%, respectively.

Palabras clave: escorrentía, erosión del suelo, costras superficiales, micasquistos, margas.
Key words: runoff, soil erosion, crusting, mica schists, marls.

1. INTRODUCCIÓN

Se sabe que las precipitaciones extremas del SE peninsular producen un porcentaje importante de escorrentía y sedimentos (García Ruiz y López Bermúdez, 2009). Dos pequeñas cuencas instrumentadas del semiárido almeriense, Rambla Honda y El Cautivo, que forman parte de la RESEL (Rojo Serrano y Sánchez Fuster, 1996), han sido ampliamente estudiadas desde 1990 y sus procesos geoecológicos explicados en detalle (Cantón et al., 2001a y 2001b; Lázaro et al., 2008; Puigdefábregas et al., 1999; Rodriguez-Caballero et al., 2012; Solé-Benet et al., 2003). Sin embargo, después de 23 años no se dispone de una síntesis que permita conocer con detalle el papel de las precipitaciones extremas en la escorrentía y la producción de sedimentos en ambas cuencas. Este es pues el objetivo del trabajo: conocer el grado de contribución de episodios extremos de precipitación a la escorrentía global y sus efectos geomorfológicos.

2. MATERIALES Y METODOS

2.1. Rambla Honda

Se encuentra en la vertiente S de la Sierra de Los Filabres, en el municipio de Tabernas. La cuenca instrumentada (Puigdefábregas et al., 1998, 1999) de 4,65 ha, orientada al E, entre 630 y 800 m s.n.m., con 2 subcuencas anidadas, se encuentra en una ladera de micasquistos y su sistema de abanicos aluviales en la base, cortado por una rambla. De arriba abajo, una catena de Leptosoles, Regosoles y Entisoles, soporta 3 comunidades vegetales: espartal, albaidal y retamar. Un denso pavimento de piedras protege de la erosión los suelos francos y arenosos en toda la cuenca. La precipitación media anual de los últimos 25 años ha sido de 235 mm con una elevada variabilidad intra-anual (con máximas en otoño e invierno) e inter-anual (entre < 100 y > 600 mm).

2.2. El Cautivo

Se encuentra en una de las depresiones intra-montañosa de las Béticas, la de Sorbas-Tabernas, conocida como Desierto de Tabernas, con precipitaciones medias y variabilidades intra e inter-anuales similares a las de Rambla Honda, a pesar de su menor altitud, entre 247 y 382 m s.n.m. La microcuenca instrumentada de 1,88 ha con 3 subcuencas anidadas está

orientada al NNW y presenta una marcada asimetría: las laderas orientadas al N y NE están cubiertas por matorral bajo disperso y costras biológicas y las orientadas al SW, desnudas y con costras minerales (Solé-Benet, 1997; Cantón et al., 2001b). A pesar de que las costras biológicas suelen proteger al suelo subyacente de la erosión (Chamizo et al. 2012), durante los eventos de gran magnitud y/o intensidad dicha protección no suele ser efectiva (Rodríguez-Caballero et al., 2012).

2.3. Toma y procesado de datos

En Rambla Honda y el Cautivo aforadores de tipo H (Brakensiek et al, 1979) de 61, 30 y 23 cm de altura registran caudales máximos de 340, 57 y 32 l s^{-1} respectivamente. Los dos de menor capacidad miden subcuencas anidadas dentro de las principales. En ambas cuencas se dispone de varios pluviómetros de balancín en ubicaciones topográficamente contrastadas.

Los fenómenos extremos en las dos cuencas han ido acompañados de problemas diversos: acceso difícil tras la crecida, pérdida de datos por fenómenos eléctricos y electromagnéticos o destrucción de la infraestructura, aterramiento de los aforadores. El sistema de adquisición de datos instalado en 1992 en las dos estaciones consistía en un sistema autónomo de telemetría (Vidal et al, 1996). Para minimizar fallos, desde 2002 se duplicó el sistema de adquisición de datos (telemetría + data loggers in situ) y desde 2010 éste último es el único sistema operativo. A pesar de todo esto, algunos eventos extremos no pudieron registrase en su totalidad y han tenido que simularse mediante el modelo LISEM (De Roo et al, 1996) con el objetivo de estimar los datos perdidos. Para la simulación se llevó a cabo una parametrización previa del modelo a partir de episodios de lluvia bien conocidos.

3. RESULTADOS Y DISCUSION

En las tablas 1 y 2 se presentan los datos esenciales de los mayores eventos registrados en Rambla Honda y El Cautivo desde 1992. Como se indica en el punto 2.3, los datos de algunos episodios proceden parcialmente de modelación. A modo de ejemplo en las figuras 1 y 2 se muestra el mayor evento registrado en Rambla Honda, el 10/10/2008, que desbordó y destruyó el aforador principal y desbordaron los de las cuencas anidadas. En la Figura 1 y su detalle, la Figura 2, puede observarse como el pico de escorrentía que ha desbordado y destruido el aforador se produce después de varios picos de precipitación de gran intensidad que no generan escorrentía alguna, ya que la totalidad de la lluvia se almacena en el suelo. La simulación con LISEM permite reconstruir el pico de caudal perdido, estimando que se produjo un máximo de 575 Ls^{-1}.

Puede verse en la tabla 1 como los 4 mayores eventos de Rambla Honda, representan el 90% y el 81% respectivamente de toda la escorrentía y erosión producida en la cuenca en 21 años.

En El Cautivo, los coeficientes de escorrentía y la erosión son bastante mayores (tabla 2) debido a la textura de sus suelos, esencialmente limosos, y a la abundancia de costras superficiales, tanto biológicas como físicas, por lo que el porcentaje de escorrentía que generan los eventos extremos es menor que en Rambla Honda. Por ello, en El Cautivo hay muchos más episodios de escorrentía y ésta no se concentra tanto en pocos episodios devastadores como en Rambla Honda.

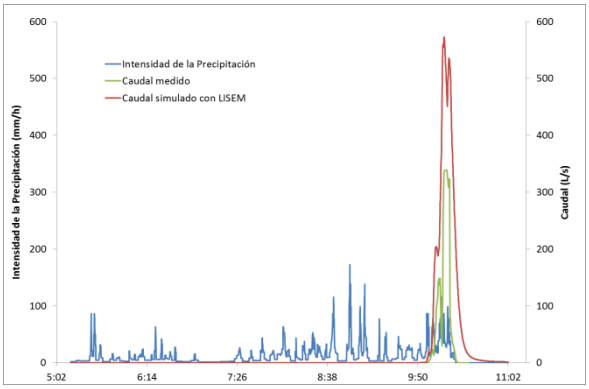


Fig 1. Precipitación y caudales en el aforador principal de la cuenca de Rambla Honda el 10/10/2008: a) registrado, b) simulado con LISEM.

Fig 1. Preciptation and Runoff in the main H Flume in Rambla Honda during the 10/10/2008 event: a) recorded, b) simulated with LISEM .

Si bien en Rambla Honda tanto el arrastre de fondo como los sólidos en suspensión son muy reducidos debido a la protección que proporciona el pavimento de piedras, minimizando la erosión, en el Cautivo las laderas orientadas al SW y con fuertes pendientes, que representan el 30% de la superficie total, están desnudas y con costras físicas por lo que son comunes los movimientos en masa superficiales que van a parar al cauce y

generan flujos hiperconcentrados. Además las características y estructura espacial de los distintos tipos de cubierta en las laderas orientadas al N y NE, también influyen en la producción de escorrentía (Cantón et al, 2002) y muy especialmente en eventos extremos (Rodríguez-Caballero et al., 2012, Rodríguez-Caballero 2013).

En la Figura 3 se relacionan los valores de magnitud e intensidad de las precipitaciones extremas con la escorrentía y la erosión producidas. Es interesante ver cómo, a pesar de que el mecanismo principal de generación de escorrentía a escala de parcela en ambas zonas es el flujo hortoniano, el comportamiento de ambas cuencas es muy diferente.

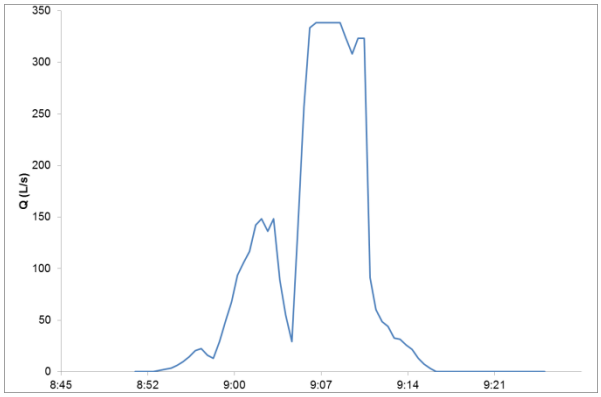


Fig 2. Detalle del máximo pico de descarga medido durante el evento del 10/10/2008 en Rambla Honda durante 5 minutos el flujo desborda.

Fig 2. Detail of the maximum peak discharge (overflow during 5 min) during the 10/10/2008 event in Rambla Honda.

Tabla 1. Principales características de los eventos extremos en Rambla Honda entre 1990 y 2013

Table 1. Main characteristics of extreme events in Rambla Honda between 1990 and 2013.

Evento	P	API	Imax	I_5max	Q max	Esc total	Coef Esc	Esc rel	Eros total	Eros rel
	mm		mm/h	mm/h	L/s	mm	%	%	t/ha	%
15/10/1994	60	3.1	59	32	57	2	4	12.4	0.040	7.6
11/09/1996	21	20.2	60	40	57	1	5	5.4	0.011	2.0
22-23/04/1997	22	33.4	33	21	29	1	4	5.2	0.001	0.2
10/09/2008	35	0.5	240	149	42	1	3	5.4	0.020	3.8
10/10/2008	28	3.7	120	34	573	11	41	60.9	0.424	80.6

API: indice de precipitación antecedente; Q: caudal; Esc: escorrentía; Eros: Sedimentos exportados; rel: relativo/a.

Los episodios extremos en El Cautivo dependen de la cantidad de precipitación, que controla la conectividad hidrológica y, por tanto, la cantidad de agua y sedimentos que se registran a la salida de la cuenca (Rodríguez-Caballero, 2013). En Rambla Honda, por el contrario, parecen más relacionados con la intensidad de la lluvia (Figura 3). Sin embargo, Rambla Honda tiene más vegetación que El Cautivo, suelos arenosos profundos en los abanicos de la parte baja de la ladera, con una mayor infiltración, junto con mecanismos de generación de escorrentía por saturación de la capa superficial del suelo, aislada temporalmente del resto de horizontes por una costra filtrante (Puigdefábregas et al, 1999; Solé-Benet et al, 2002). Y, aunque raras veces hay escorrentía, cuando llega a saturarse todo el suelo de la parte alta y el horizonte superficial de la parte baja de la cuenca, pueden alcanzarse coeficientes de escorrentía muy elevados con devastadoras consecuencias (destrucción del aforador principal y del camino de acceso).

Tabla 2. Principales características de los eventos extremos en El Cautivo entre 1990 y 2013

Table 2. Main characteristics of extreme events in El Cautivo between 1990 and 2013.

Evento	P	API	I max	I5 max	Esc	CE	Q max	Esc rel	Sedim	Eros rel
	mm	mm	mm/h	mm/h	mm	%	L/s	%	t/ha	%
07/11/1992	87	0.0	32	32	10	12		23.8	3.8	15.3
28/09/1997	61	19.7	65	65	3	6		7.1	6.2	24.9
23/10/2000	53	38.7	105	67	2	4		4.8	3.9	15.7
09/11/2001	26	9.1	26	20	2	7		4.8	1	4.0

API: indice de precipitación antecedente; Q: caudal; Esc: escorrentía; Eros: Sedimentos exportados; rel: relativo/a.

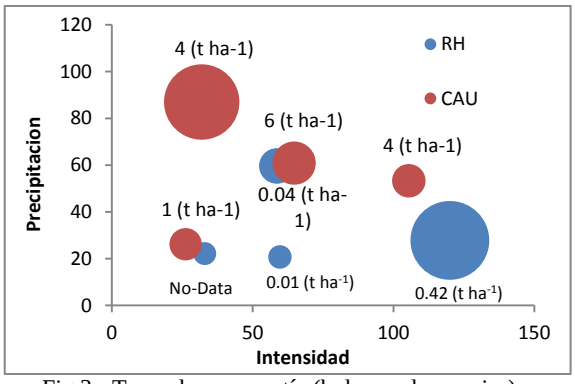


Fig 3.- Tasas de escorrentía (bolas azules y rojas) y erosión (dato sobre/debajo de las bolas) de los 4 mayores eventos en Rambla Honda y El Cautivo en relación a la magnitud e intensidad de la lluvia.

Fig 3. Runoff (circles) and erosion (data above-below circles) rates from Rambla Honda and El Cautvo in relation to both rainfall magnitude and intensity.

Todo ello indicaría un mayor control de la precipitación sobre la escorrentía y la erosión. Esto se explica porque estos resultados están muy condicionados por el evento ocurrido el 10/10/2008, de gran intensidad, pero que un análisis detallado, permite ver como la escorrentía no coincide con el pico máximo de intensidad y solo aparece al final del evento (Fig 1).

4. CONCLUSIONES

En El Cautivo, sobre regolitos francos y suelos margosos bastante impermeables, la escrrentía y la erosion dependen de la magnitud de la lluvia. En Rambla Honda sobre suelos arenosos, estos mismos parámetros dependen de la intensidad de la lluvia. Los eventos extremos proporcionan el 40% de la escorrentía promedio anual sobre margas y el 90% sobre micasquistos. Los porcentajes de producción de sedimentos alcanzan el 25% y el 81%, respectivamente.

Agradecimientos

Al Proyecto RESEL (Red de Estaciones Experimentales de Seguimiento y Evaluación de la Erosión y Desertificación) financiado por la Dirección Gral. de la Biodiversidad, Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. A varios proyectos del Plan Nacional de I+D+I: EPOHIDRO (HID98-1056-C02-01), PROHISEM (REN2001-2268-C02-01), CANOA (CGL2004-04919-C02-01), PROBASE (CGL2006-11619/HID), BACARCOS (CGL2011-29429) han colaborado en su financiación.

REFERENCIAS

Brakensiek, D.L., Osborn, H.B., Rawls, W.J. (coordinators). 1979. Field manual for research in agricultural hydrology (revised). Agricultural Handbook Nº 224. USDA, Washington.

Cantón, Y., Solé-Benet, A., Queralt, I. y Pini, R. 2001a. Weathering of a gypsum-calcareous mudstone under semi-arid environment at Tabernas, SE Spain: laboratory and field-based experimental approaches. *Catena* 44 (2), 111-132.

Cantón, Y. Domingo, F., Solé-Benet, A. y Puigdefábregas, J. 2001b. Hydrological and erosion response of a badlands system in semiarid SE Spain. *J. Hydrol.* 252 (1-4), 65-84.

Cantón, Y., Domingo, F., Solé-Benet, A., y Puigdefábregas, J. 2002. Influence of soil surface types on the overall runoff of the Tabernas badlands (SE Spain). Field data and model approaches. *Hydrological Processes* 16, 2621-2643.

Chamizo, S., Cantón, Y., Lázaro, R., Solé-Benet, A. y Domingo, F. 2012. Crust composition and disturbance drive infiltration through biological soil crusts in semiarid ecosystems. *Ecosystems* 15(1), 148-161.

De Roo, A.P.J., Wesseling, C.G., Ritsema,C.J. 1996. LISEM: A single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. I: Theory, input and output. *Hydrol. Proc.* 10, 1107-1117.

Fedora, M.A. y Beschta, R.L. 1989. Storm runoff simulation using an antecedent precipitation index (API) model. *J. Hydrol.* 112, 121-133.

García Ruiz, J.M. y López Bermúdez, F. 2009. La erosión del suelo en España. SEG, Zaragoza, 441.

Lazaro, R., Cantón, Y., Sole-Benet, A., Bevan, J., Alexander, R., Sancho, LG., Puigdefábregas, J.. 2008. The influence of competition between lichen colonization and erosion on the evolution of soil surfaces in the Tabernas badlands (SE Spain) and its landscape effects. Geomorphology, 102(2),252–66.Puigdefabregas, J. 1998. «Ecological impacts of global change on drylands and their implications for desertification». Land Degradation and Development, 9, 393-406.

Puigdefábregas, J., Solé, A., Gutiérrez, L., DelBarrio, G. y Boer, M. 1999. Scales and processes of water and sediment redistribution in drylands: results from the Rambla Honda field site in SE Spain. *Earth Science Reviews 48(1-2)*, 39-70.

Rodríguez-Caballero, E., Cantón, Y., Chamizo, S. Afana, A. y Solé-Benet, A. 2012. Effects of biological soil crusts on surface roughness and implications for runoff and erosion. *Geomorphology* 145-146, 81-89.

Rodríguez-Caballero, E. 2013. Cross-scale effects of biological soil crusts on runoff generation and water erosion in semiarid ecosystems. Tesis doctoral Universidad de Almería.

Rojo Serrano, L. y Sánchez Fuster, M.C. (coord.) 1996. RESEL (Red de Estaciones Experimentales de Seguimiento y Evaluación de la Erosión y la Desertificación), Catálogo de estaciones, Dirección Gral de conservación de la Naturaleza, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.

Solé-Benet, A., Calvo, A., Cerdà, A., Lázaro, R., Pini, R. y Barbero, J. 1997. Influence of micro-relief patterns and plant cover on runoff related processes in badlands from Tabernas (SE Spain). *Catena* 31, 23-38.

Solé-Benet, A., Pini, R., Raffaelli, M. 2002. Hydrological consequences of soil surface type and condition in colluvial mica-schist soils after agricultural abandonment. En J.L. Rubio, R.P.C. Morgan, S. Asins, V. Andreu (eds.) *Man and soil at the third millenium (3rd Int. Congress of the European Society for Soil Conservation)*, Geoforma Ediciones, Logroño, vol I, 523-533.

Solé-Benet, A., Cantón, Y., Domingo, F., DelBarrio, G., Lázaro, R., Domene, M.A., Vidal, S., Puigdefábregas, J. 2003. Long term monitoring of two micro-catchments in semi-arid SE Spain. In L. Holko y P. Miklánek (eds), IHP-VI Technical Documents in Hydrology, 67: 183-188, UNESCO, Paris.

Vidal, S., Solé-Benet,A., Lázaro,R., Durán,A. y Puigdefábregas,J. 1996. Estaciones automáticas de aforo y muestreo de caudales de bajo costo y mantenimiento para zonas remotas. IV Simposio sobre el Agua en Andalucia. ITGME, Madrid, 193-203.

ANALYSIS OF LAND SENSITIVITY TO EROSION IN ZEKKARA MOUNTAINS (NORTHEAST MOROCCO)

Análisis de sensibilidad a la erosión en el Macizo de Zekkara (noreste de Marruecos)

J. E. Rodríguez, A. Sbaï and A. El Harradji

Laboratory of Geomatics, Heritage and Development.
University Mohammed Premier Oujda (Morocco).
e-mail: josedurj@gmail.com

Abstract: During the last decades, the mountains of northeast Morocco have been subjected to continuous changes in land use that caused several overexploitation of resources. The combination of these changes with the semi-arid climatic conditions has accelerated land degradation processes and soil erosion in this area. Desertification is a serious environmental problem in the region, so the work to measure sensitivity to erosion will be helpful for decision-making by the government. This study has analyzed the vulnerability to degradation in Zekkara Mountains by using a qualitative model of overlapping layers of slope, geology and land use data through GIS tools. The comparative analysis of these maps get more than about 70% of the surface of the study area has a medium to high sensitivity to erosion level.

Key words: sensitivity, land degradation, soil erosion, GIS, Moroccan North-east
Palabras clave: sensibilidad, degradación, erosión del suelo, SIG, noreste de Marruecos

1. INTRODUCTION

In Moroccan watersheds, severe changes are occurring within geomorphologic processes, due to climatic and environmental features, varying from a region to another, and to human activities that seem uncontrolled. With regard to drainage basin functioning, these changes have great impact on the initial faculties such as runoff; groundwater recharge and sediment transport, and then transform the drainage area under complex relationship, affecting vital resources for agricultural, industrial and urban population development.

These relatively recent developments are causing dysfunctions that are triggering serious environmental problems. Thus, watersheds are subject to soil degradation and water resources depletion, increased surface runoff, over-exploitation of aquifers, speeded up erosion and increased pressure of human settlements. It is necessary, therefore, to understand better these phenomena, which are sometimes extreme, in order to define actions for protection and appropriate development of environment potential resources and properties within each basin.

The contribution of geomatics and GIS tools facilitates the work and analysis of hydrographic and ecological characteristics, with the assistance of the specific mapping (Chuvieco, 2000). In this sense, topographic, geological, climate and hydrology data are essential for a better understanding of the dynamic processes.

The principal objective of this study is mapping and analyze the land sensitivity to erosion in a small basin of the Zekkara Mountains.

2. STUDY AREA

The massif of Zekkara is located in the North Eastern part of Morocco, and belongs to Jerada Mountain Range (Chaîne des Horsts). It extends over an area of 334 km², between the Taourirt-Oujda plains corridor in the North and Metroh Basin in the South, with a mean height around 900 m (minimum altitude: 713 m; maximum altitude 1366 m) and an average slope of 12%.

The geological formation is characterized of Jurassic sediment layers composed of dolomite and biodetritic and lithographic limestone with

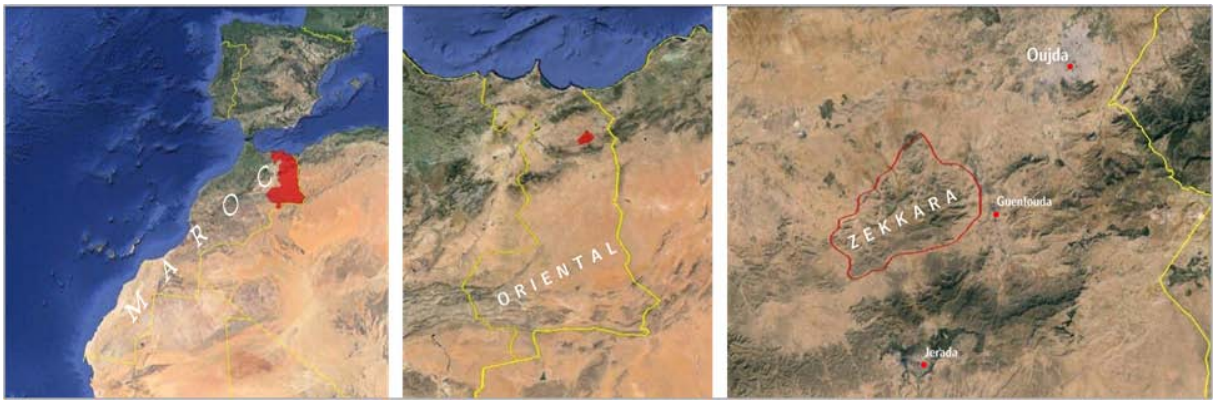


Figure 1. Location of the study area.

marls, Trias consists altered basalt rocks (dolerites), while the Paleozoic bedrock contains essentially sandstone shale, quartzite of the Devonian period, as well as Ordovician argillites and pelites (mudstone). In low-lying areas, different Quaternary deposits alternate on alluvial fans, glacis, and alluvial terraces.

The climate of the area ranges from arid to semi-arid, with a range of annual temperature around 30 °C and semi-continental features. The minimum and maximum annual average temperatures are 9 ºC and 24,5 ºC, respectively. The rainfall average is about 350 mm, but varies according to altitude, relief and distance to the ocean. The convective storms are the main contribution of precipitation in the region with a maximum in April and inter-annual variability is accentuated by the succession of dry years and wet years.

Regarding land use, rainfed cereals and olive trees spread out over most of the terraces, flood plains of wadies and lower slopes. The natural vegetation is largely degraded, and adapts hardly to topography and lithology. The main species found in the Zekkara are thuja, oak, and *Juniperus oxycedrus*. Due to degradation, matorralisation has widely occurred, resulting in increasing of secondary and invasive species such as Rosemary and particularly esparto.

3. METHODOLOGY

In a first phase, selected watersheds are defined. Then the erosion sensitivity mapping is generated. Once the most appropriate sample is chosen, we began to classify the necessary information for the purpose units: spatial distribution of slopes, geology and land use. The slopes (in degrees) were generated by using the digital terrain model (DTM). The geological data of the site was obtained for the selected area from the geological map (scale: 1/100,000 for Ain Bni Mathar sheet, and 1/50,000 for Beni Oukil sheet), while land use data was obtained by using photo-interpretation of satellite pictures from Google Earth.

The development of this mapping takes place primarily through the characterization of each of the factors involved in determining sensitivity to erosion by processing with GIS tools. To work with these data, we reclassified slope slices, geology and land use according to the degree of sensitivity to erosion, where 1 is the lowest and 5 the highest values and most sensitive to erosion (Dumas, 2010). Then, the information layers were rasterized in order to homogenize so that they can be analyzed together.

Finally, the sensitivity to erosion mapping algebra tools has been used to overlay raster layers. This process was carried out through a simple addition of the sensitivity levels that represent each of the studied three variables.

The resulting mapping therefore identified the location and distribution of areas according to their degree of sensitivity to erosion and degradation across the studied basin. This visualization allows choosing the options and variants of adapted development to the local conditions of each place.

4. OUTCOMES AND DISCUSSION

As results of the multi-criteria combination, the mapping of sensitive areas to soil erosion risk gives spatialization of the soils erosion potential, organized into a hierarchy, according to three values of sensitivity (figure 2). This

combination allows distinguishing between several levels of erosion processes activity. The multi criteria approach helps to obtain the spatial distribution of erosion risk, as well as the distribution of areas characterized by steep slopes. Thus, an area of highly erodible substrate and a low plant protection has a high potential for soil loss (Dumas, 2010).

On the other hand, spatial analysis of the sensitivity distribution within the whole Sub-basin shows that 14.1 percent of the area has a high and very high sensitivity, 57.8% with a medium sensitivity, and 28.1% has a low and very low sensitivity to erosion (figure 3).

These data show that at least 71.9% of the Mestferki basin has a medium or high sensitivity to erosion. In addition, a large part of these lands have steep slopes and are devoid of any vegetation cover to protect land from both water and wind erosion. However, by field observations (Photo 1), wind erosion is less clear than water erosion, as the land is hilly. Since these areas are under increasingly intensive agriculture, the opportunities to prevent erosion effects are reduced by the high costs involved, both technical and economic.

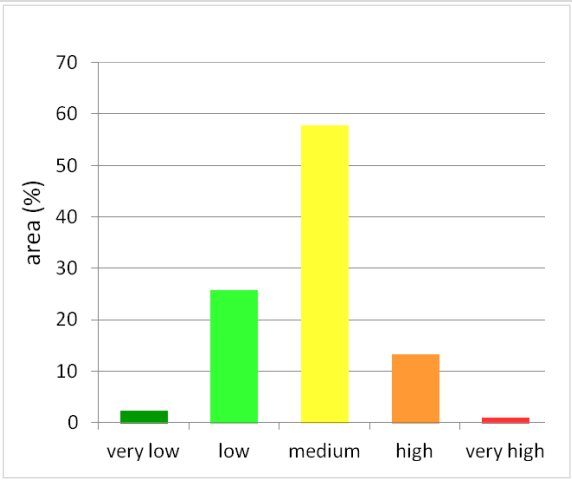


Figure 2. Distribution of levels of sensitivity to erosion in the Mestferki basin.

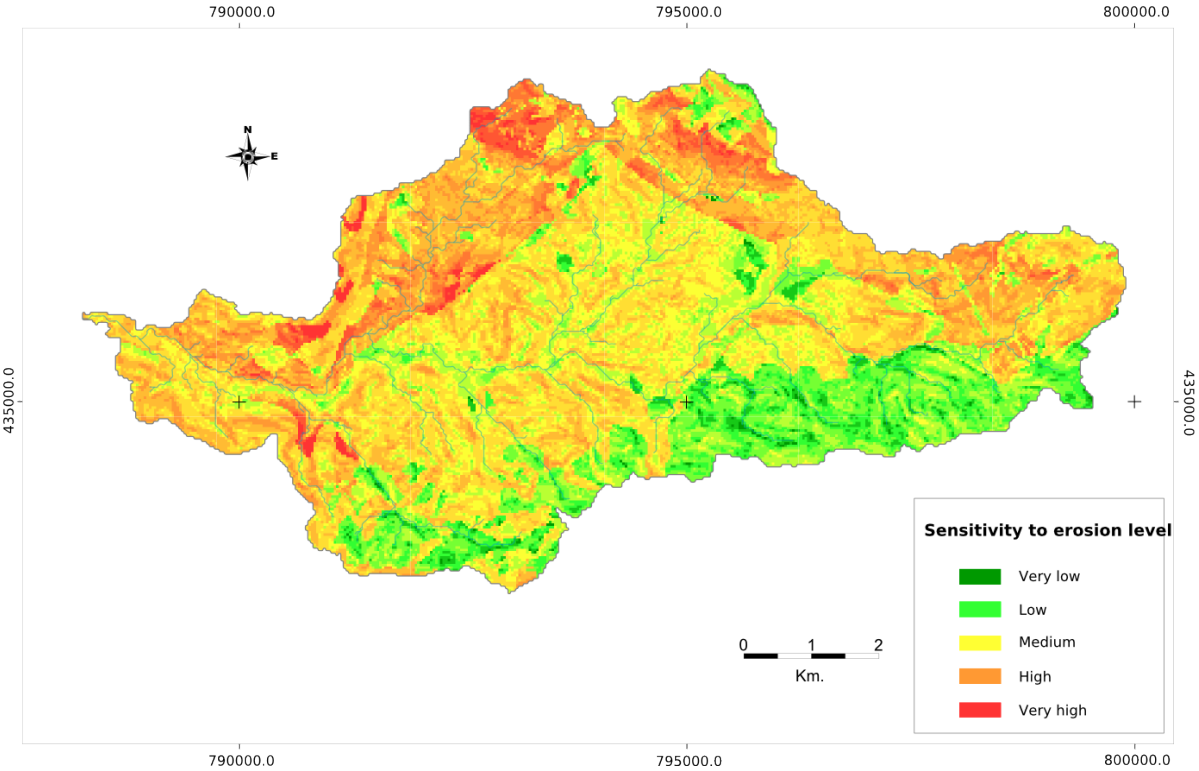


Figure 3. Land sensitivity to erosion map of the Mestferki basin.



Photo 1. Stripped slope produced by water erosion, due to clearing. Overlooking the cramped Mestferki plain, left bank (View taken in March 2010, by A. El Harradji).

5. CONCLUSIONS

The implementation of mapping method of erodibility contributes to a better understanding of the spatial distribution of erosion action and risk. The consequent spatial analysis shows that areas where soils are more or less sensitive to erosion or degradation represent more than two-thirds of the basin area. These fields are assigned by means of high levels of sensitivity to erosion.

Mapping results show that the distribution of the highest erosion classes coincide, in most part, with areas of moderate and strong slope, but especially to areas with loss vegetation cover or agricultural land use. By contrast, the distribution of the low and medium erosion classes coincide with spaces of high vegetation cover and moderate or low slope.

It's true that these qualitative measures do not accurately reflect the erosion and the quantitative dimension of soil loss process, but they are nevertheless useful to identify the most exposed and vulnerable to degradation areas and allow a relative comparison between other sectors of the study. However, this approach allows a significant first estimate for this issue.

In next steps, by means of instruments to be used in pilot areas, we can make field measurements to calibrate and validate the land sensitivity to erosion mapping. Measures of soil loss through the rainfall simulation method are underway in different patterns of land use, slope and other land features.

The distribution of the most erodible zones allows different departments of government (departments of agriculture, forestry & desertification combat, water and environment, etc.) to know in what areas can be accomplished future measures to prevent the effects of this phenomenon, which assumed alarming proportions throughout Eastern Moroccan region. Will be the subject of another work dealing with erosion processes and the involvement of factors in order to more accurately identify what preventive and conservation measures can be developed in this region.

REFERENCES

Chuvieco, E. (2000). Teledetección Ambiental. La observación de la Tierra desde el Espacio. Ariel Ciencia. Barcelona.

Dumas P. 2010. Méthodologie de cartographie de la sensibilité des sols à l'érosion appliquées à la région de Dumbéa à Païta – Bouloupari (Nouvelle-Calédonie). Les Cahiers d'Outre-Mer, 252, 567-584.

SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) 2000. National Geospatial Intelligence Agency (NGA) and National Aeronautics and Space Administration (NASA).

MODELLING THE EFFECT OF CLIMATE AND RELIEF ON SOIL FORMATION ON GRANITES

MODELADO DEL EFECTO DEL CLIMA Y EL RELIEVE EN LA FORMACIÓN DE SUELO EN GRANITO

A. Román Sánchez[1], J. Vicente Giráldez[1,2] and T. Vanwalleghem[1]

1 University of Cordoba, Department of Agronomy, Córdoba, Spain (o92rosaa@uco.es).
2 Institute of Sustainable Agriculture. CSIC, Government of Spain Alameda del Obispo s/n, CP 14004 Córdoba, Spain

Abstract: It is well known that soil formation depends on factors such as bedrock, climate, relief, vegetation and time. However, despite the great effort dedicated to these processes, little is known about the quantitative relationship between geomorphological processes and soil formation, especially for long timescales. This study presents a new model of water infiltration and redistribution, temperature and soil processes as a function of soil and landscape properties, such as texture or stoniness, topographical variables (e.g. aspect), climate and vegetation. Daily precipitation and temperature for a 25.000 year period has been generated, based on palaeoclimatic reconstructions. Then, the model has been applied to different soil profiles along a catena. This model allowed to compare the importance of water flows in the soil for different topographical positions and to explain the interaction and relative importance of geomorphological processes on soil formation over long-term time scales.

Key words: soil formation, erosion, model, geomorphology, climate.
Palabras clave: formación de suelo, erosión, modelo, geomorfología, clima.

1. INTRODUCTION

Soil formation depends on several factors, of which hydrology and relief control strongly the spatial distribution of soil patterns within a catchment. This work presents some preliminary results of a larger study on soil formation processes in the Sierra Morena area of SW Spain. Figure 1 shows the location of the study area and a typical catena. These soil profiles formed on partially decomposed granites and show considerable differences in development stage. At present, available soil formation models range from simple mass-balance models, for example MILES3D (Vanwalleghem et al., 2013) to more complex models that include soil water movement and chemical processes, for example SoilGen (Finke et al., 2013). While the latter have proven to be successful for modelling soil profile formation, they are computationally demanding and therefore difficult to apply at the landscape scale. The former however, does not include a representation of soil water and chemistry.

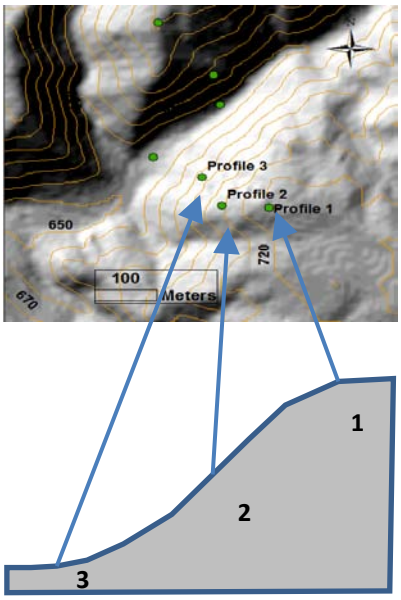


Figure 1. Location of the study area and scheme of the catena
Figura 1. Localización de la zona de studio y esquema de la catena

Therefore, this study proposes to develop a long-term soil evolution model based on a simple soil water balance model. In order to run this soil hydrology model, daily temperature and rainfall are needed. Such palaeoclimate data is generally only available at the yearly or seasonal time scale.
The objectives of this work are (i) to analyse and generate daily palaeoclimate input data for the last 25.000 years (ii) to evaluate trends in soil moisture and deep percolation and relate these to soil formation along a catena.
(Figure 1).

2. MATERIALS AND METHODS

2.1. Calibration with present-day data

Present-day instrumental records from the Cordoba weather station (AEMET: 1959-2011) were used for the calibration of the weather generator.

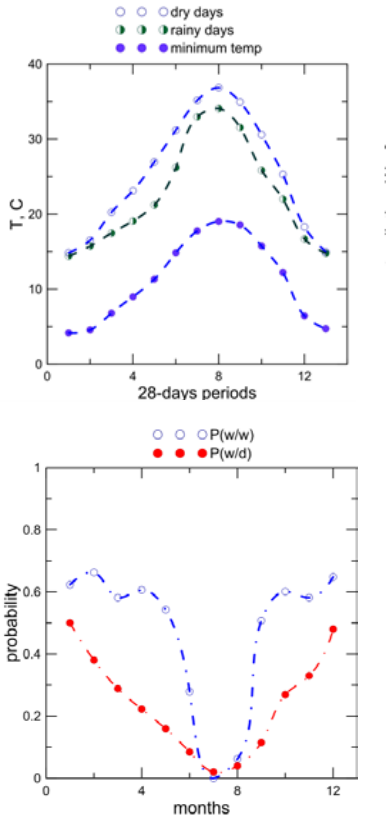


Figure 2. Calibration of input parameters for the palaeoclimate weather generation P(w/w) and P(w/d) respectively stand for the probability of a rainy day either after another rainy or rainless day.
Figura 2. Calibración de los parámetros de entrada para la generación del paleoclima P(w/w) y P(w/d), respectivamente, probabilidad de día lluvioso frente a día lluvioso o menos lluvioso.

2.2. Generation of palaeoclimate data

Originally, a random Monte Carlo approach was tested for generating temperature and rainfall. Based on their respective probability function as suggested by Laio et al. (2001). However, problems with phase angle distortion between rainfall and temperature recommended the adoption of a Markovian scheme as suggested by Matalas (1967) and modeled by Richardson in the model WGEN (1981). The applicability of this model has been demonstrated by several authors (e.g. Semenov et al., 1998). The palaeoclimate reconstruction of daily temperature and rainfall was done with WGEN, calibrated for Córdoba, and combined with rainfall and temperature anomalies presented by Combourieu Nebout et al. (2009) for a period of 25 000 years based on marine pollen records (Figure 3).

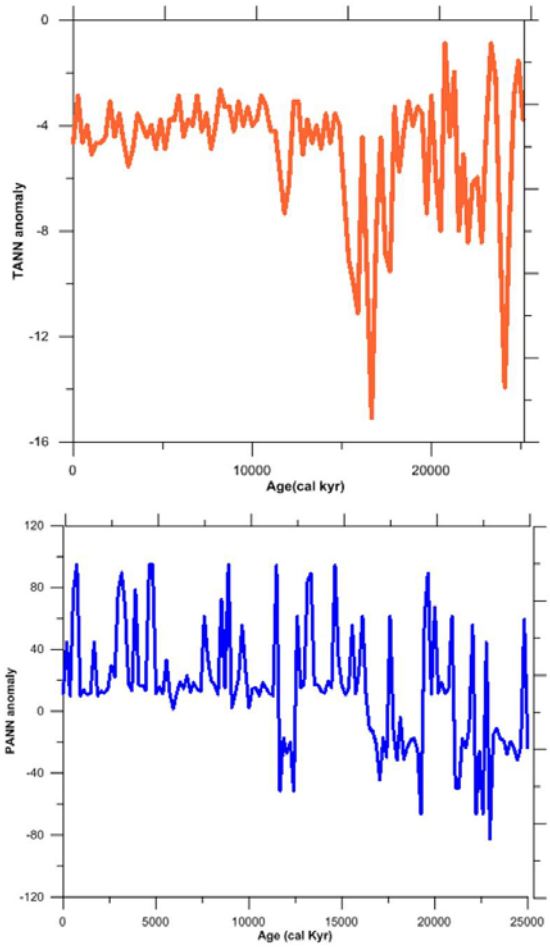


Figure 3. Annual temperature and annual precipitation anomaly 25000 years.
Figura 3. Anomalía anual de temperatura y precipitación a lo largo 25.000 años.

2.2.1. Estimation of potential evapotranspiration

To complete the water budget, data is needed on evapotranspiration for the study area. The model of Hargreaves and Samani, (1985) was used for this purpose. According to this, potential evapotranspiration follows a sine trend.

2.2.2. Soil water balance model

The evolution of soil moisture is described with a simple model that combines the models of Thornthwaite and Mather (Steenhuis y van der Molen, 1986) and Brocca y col. (2008), based on a water balance that includes infiltration, *f(t),(5)* as a function of the ratio between the actual soil moisture, *W(t),(3)* and its maximum value, *Wmax or cc*, wetness, with an exponent *m* that indicates the non-linearity of the process; actual evaporation is the potential evapotranspiration –estimated by Hargreaves (1985)- multiplied by a correction coefficient, *cu*, which is limited by the amount of available water *(1);* and finally the deep percolation, *g(t),(4)* is calculated assuming a unit hydraulic gradient, as the hydraulic conductivity, *ks*, for the soil moisture at the bottom of the root zone, using the Brooks and Corey function to determine its value.

$$ev = ep * cu \qquad (1)$$

According to Thornthwaite and Mather model, water loss through evapotranspiration is controlled by the actual water content of the soil. Therfore whenever evaporation rate is greater than rainfall rate soil moisture, *W(t)*, can be estimated based on the cumulative water loss by the soil, *Ph(t)(2)*.

$$Ph(t) = Ph(t - \Delta t) + \Sigma ev - \Sigma p \qquad (2)$$

$$W(t) = CCe^{-Ph(t)/CC} \qquad (3)$$

$$g(t) = ks\left(\frac{W(t)}{Wmax}\right)^{p} \qquad (4)$$

$$f(t) = p(t)\left\{1 - \left(\frac{W(t)}{Wmax}\right)^{m}\right\} \qquad (5)$$

To include the effect of the relief on the profiles along the catena, (1) plateau, (2) hillslope and (3) valley bottom, the profiles are linked by transferring runoff *(q)*, (6) from the higher to the lower-lying profiles as *run-on*.

$$q(t) = p(t) - f(t) \qquad (6)$$

3. RESULTS

3.1. Water balance

Figure 4 shows the water balance in one of the three profiles (1: plateau).

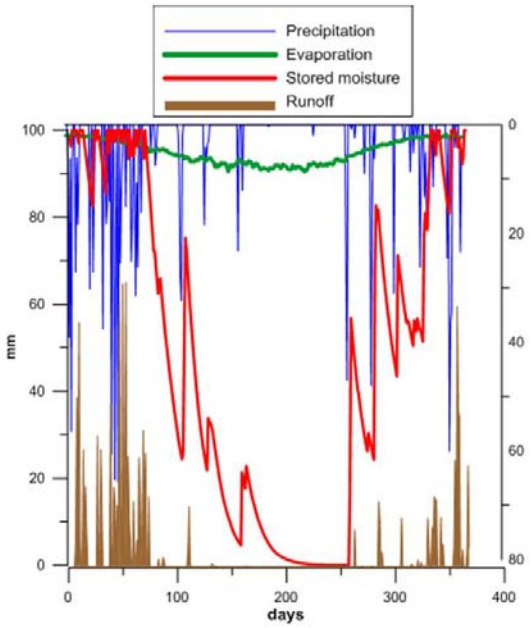


Figure. 4. Water balance in profile 1, plateau.
Figura 4. Balance de agua en perfil 1, en la meseta.

Figure 4 shows the relation between stored soil moisture, *W(t)*, runoff (*q*), precipitation (*p*) and evapotranspiration (*ev*) for one model year.

With respect to the stored soil moisture, it can be observed that the profile reaches maximum soil moisture (100 mm in the present case) during the winter months. There is a strong seasonal trend, as can be expected in Mediterranean soils, with minimum values during summer.

During the winter rainy season, major runoff events occur. These rains, together with the lower evapotranspiration result in more percolation (Figure 5).

Figure 5 shows the accumulated percolation during one model year in all 3 profiles along the catena.

There is a relationship between the depth of each profile and percolation volume. The plateau profile is more developed than the hillslope and valley bottom profile and it has

less depth. This study is intended to adjust these parameters.

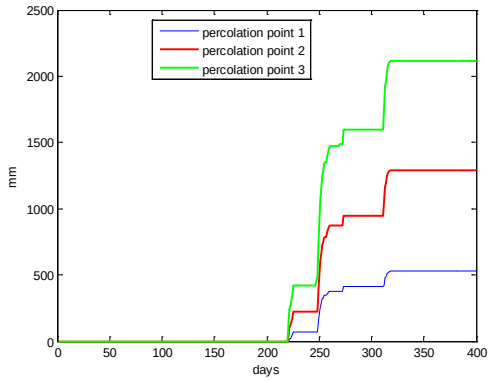


Figure. 5. Profile responses 1,2 and 3 to percolation accumulated throughout the year.
Figura 5. Respuesta de los perfiles 1,2 y 3 a la percolación acumulada a lo largo del año.

4. CONCLUSIONS

Simple model works well to simulate seasonal water balance fluctuations, which are thought critical controls on soil formation in Mediterranean areas. Future work will now focus on introduce the parameters that have influence on the soil formation.

Acknowledgements
This study was funded by the research project AGL2012-40128-C03-02.
Andrea Román is funded by predoctoral Fellowship Programme, Spanish Ministry of Science.
Tom Vanwalleghem acknowledges funding by the Ramón y Cajal Fellowship Programme, Spanish Ministry of Science.

REFERENCES

Brocca L., Melone F., Moramarco T. 2008. On the estimation of antecedent wetness conditions in rainfall–runoff modelling Hydrological Processes 22, 629-642.

Combourieu-Nebout, N., Peyron, O., Dormoy, I., Desprat, S., Beaudouin, C., Kotthoff, U., Marret, F. 2009. Rapid climatic variability in the west Mediterranean during the last 25 000 years from high resolution pollen data. EGU. Climate of the Past 5: 503-521.

Finke P.A., Vanwalleghem T., Opolot E., Poesen J., Deckers J. 2013. Estimating the effect of tree uprooting on variation of soil horizon depth by confronting pedogenetic simulations to measurements in a Belgian loess area. Journal of Geophysical Research Earth Surface. 118:2124-2139.

Hargreaves, G.H., Samani, Z.A., 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. Applied Eng. Agric., 1: 96-99.

Laio F., Porporato A., Ridolfi L., Rodriguez-Iturbe I. 2001. Plants in water-controlled ecosystems:active role in hydrologic processes and response to water stress. II Probabilistic soil moisture dynamics. Advances in Water Resources, 24:707-723.

Matalas, N.C. 1967. Mathematical assessment of synthetic hydrology. Water Resources Research. 3:937, 945.

Richardson, C.W. 1981. Stochastic simulation of daily precipitation, temperature, and solar radiation. Water Resources. Research. 17:182-190.

Semenov, M.A., Brooks, R.J., Barrow, E.I., Richardson, C. W. 1998. Comparison of the WGEN and LARS-WG stochastic weather generators for diverse climates. Climate Research. 10:95-107.

Steenhuis, T.S, van der Molen, W.H. 1986. The Thornthwaite-Mather procedure as a simple engineering method to predict recharge. Journal of. Hydrology. 84:221-229.

Vanwalleghem, T., Stockmann U, Minasny B. and McBratney A.B. 2013 A quantitative model for integrating landscape evolution and soil formation. Journal of Geophysical Research Earth Surface 118:331-347.

¿SON LAS ÁREAS MÁS FAVORABLES A LA EROSIÓN EN REGIONES SEMIÁRIDAS LAS MÁS FORESTADAS?

The areas most susceptible to erosion in semi-arid regions are the most forested?

Romero Díaz, A.[1], Ruíz Sinoga, J.D.[2], González Botía, M.A.[1] y Pérez Morales, A.[1]

[1]Departamento de Geografía. Universidad de Murcia. Campus de La Merced, 30001-Murcia.
E-mail: arodi@um.es
[2]Departamento de Geografía. Universidad de Málaga. Campus de Teatinos, 29071-Málaga.

Abstract: The current forest area and the erosion (sheet, rill and gully) are analyzed at municipal level, in order to determine whether afforestation has been made in the necessary places. To do this, they have been used as information sources: the forest reports, statistical yearbooks, aid afforestation records from the PAC and the National Soil Erosion Inventory of the Region of Murcia. By performing a specific mapping and correlations between variables, it has been observed as the criteria used to implement afforestation, it has not always been to protect the soil from erosion. In some municipalities, with high erosion rates, afforestation do not occupy large areas.

Palabras clave: sistemas forestales, erosión, conservación de suelos, forestación de tierras agrícolas, Sureste de España.
Key words: forestry systems, erosion, soil conservation, afforestation of agricultural land, Southeastern Spain.

1. INTRODUCCIÓN

Las forestaciones en medios semiáridos, como la Región de Murcia, suelen hacerse principalmente con la finalidad de proteger a los suelos de los procesos de erosión y regular los regímenes hídricos. Por ello, con la implatación de una nueva cubierta vegetal se pretende fijar el suelo, aumentar la capacidad de retención de agua, mejorar las características edáficas, controlar la erosión y contrarrestar la desertificación. Desde el punto de vista de la protección de los suelos, los bosques y los matorrales proporcionan al suelo cantidades considerables de materia orgánica (hojarasca, raíces), que cuando se descomponen producen cambios en las propiedades físicas, químicas y biológicas de los suelos. Además, la presencia de vegetación forestal y hojarasca producen condiciones de humedad y temperatura más favorables para la descomposición y lixiviación, lo que promueve el desarrollo de una población de microflora y fauna más diversificada y activa de la que se halla en suelos agrícolas (Pritchett, 1986). Por otro lado, la capa de hojarasca proporciona protección al suelo frente al impacto de las gotas de lluvia, disminuyendo la erosión y aumentando la infiltración del agua (Prause y Gallardo-Lancho, 2000).

En la Región de Murcia, situada en un área semiárida, con escasa cubierta vegetal, suelos deleznables, con cursos de agua que periodicamente producen crecidas e inundaciones y con altas tasas de erosión, es una región donde desde el siglo XIX se vienen haciendo repoblaciones con fines protectores (Fig. 1). No obstante, en muchas ocasiones, el importante esfuerzo repoblador, que han hecho y siguen haciendo las administraciones, no se realiza en los espacios más adecuados. En este trabajo se analiza, a nivel municipal, las superficies forestadas y los diferentes procesos de erosión que tienen lugar en cada municipio, con el objeto de comprobar si las forestaciones se han realizado en los lugares más necesarios.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Se han utilizado diferentes fuentes de información: los cuatro Informes Forestales realizados hasta el momento (1966, 1986, 1999 y 2012), los anuarios estadísticos (1973-2012), los expedientes de ayudas a la forestación de tierras agrarias de la Consejería de Agricultura de la CARM (PDR 2002-2006 y 2007-2013) y el Inventario Nacional de Suelos de la Región de Murcia (MMA, 2002). Con esta información se ha podido comparar, a nivel municipal, los

procesos de erosión existentes y la protección de los suelos por las forestaciones, tanto las realizadas por las administraciones públicas como las que se han acogido a las ayudas de la PAC. También se han realizado distintas correlaciones entre variables.

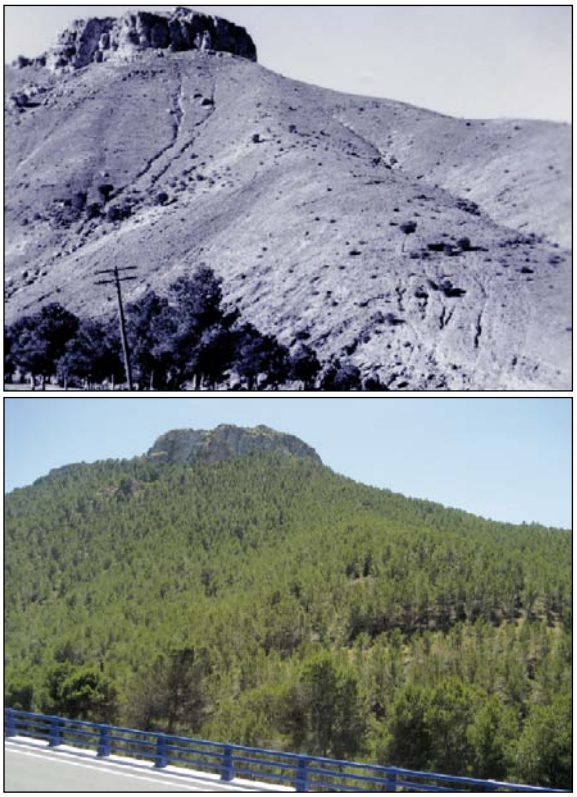


Fig. 1. Puerto de La Cadena, antes (1958) y después de la repoblación (2010). Fuente: CARM.
Fig. 1.Puerto de La Cadena, before (1958) and after the afforestation (2010).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Evolución de la superficie forestal en la Región de Murcia

En la actualidad, casi la mitad de la superficie regional (43%) es de uso forestal (MAAMA, 2012), y se ha observado un incremento de la superficie forestal arbolada en los últimos 50 años, no sólo debido a las forestaciones, sino también a la regeneración que, de forma espontánea, tiene la vegetación en áreas de campos abandonados, cuando se dan las condiciones ambientales favorables para ello (Robledano et al., 2013).
El aumento de la superficie forestal arbolada ha hecho descender la superficie desarbolada a un 52% con respecto a la existente en 1966, lo que en valores absolutos supone 217.676 ha entre 1966 y 2012. La superficie forestal desarbolada en 1966 suponía un 78% sobre la forestal y en 2012 el 40%.

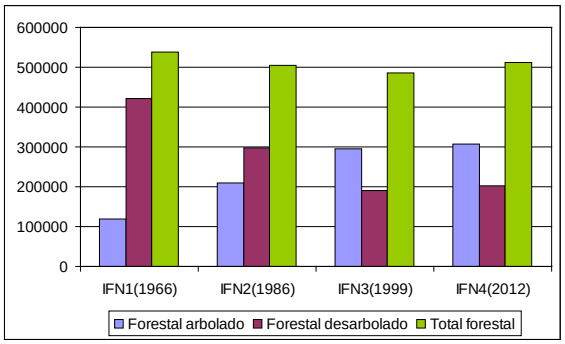


Fig. 2. Evolución de la Superficie forestal (ha) en la Región de Murcia según los distintos Informes Forestales.
Fig. 2. Forest area change (ha) in the Region of Murcia for different Forest Reports.

Del análisis realizado, a nivel municipal, se desprende como en 13 de los 45 municipios murcianos predomina la superficie forestal y de éstos en 7 el arbolado sobre el matorral. Además 11 de los restantes 32 municipios de predominio agrícola tienen una presencia arbolada significativa.
Los municipios con una mayor superficie ocupada por bosques en valores absolutos son: Lorca, Moratalla, Caravaca, Mula y Murcia. En términos relativos, por el contrario, sobresalen municipios más pequeños, pero que tienen gran parte de su superficie cubierta por bosques, como es el caso de Cehegín, Ricote, Aledo o Ulea (Fig. 3).

3.2. Forestaciones de tierras agrícolas

En las últimas décadas, la PAC ha subvencionado la transformación de terrenos agrarios en forestales. A esta política se han acogido propietarios de tierras agrarias marginales o con baja productividad. Con la medida de la Forestación de Tierras Agrarias se pretendía aumentar, a largo plazo, los recursos forestales, conservar los recursos hídricos y, ayudar a diversificar y mantener la actividad agraria.
En la actualidad, la superficie total acogida a la forestación de tierras agrarias en la Región de Murcia es de 8.554,8 ha, distribuida en 398 expedientes, con una superficie media por expediente de 21,5 ha. Por comarcas, las que se han acogido en mayor medida a estas

forestaciones han sido: Valle del Guadalentín, Altiplano y Noroeste. Por municipios: Lorca, Jumilla, Moratalla, Yecla y Caravaca. De los 45 municipios de la Región, tan sólo 25 se han acogido a estas medidas, y no siempre han sido los municipios con mayores problemas o riesgo de erosión, esto puede ser debido a varios motivos, y quizás el más importante sea la falta de información de los potenciales beneficiarios.

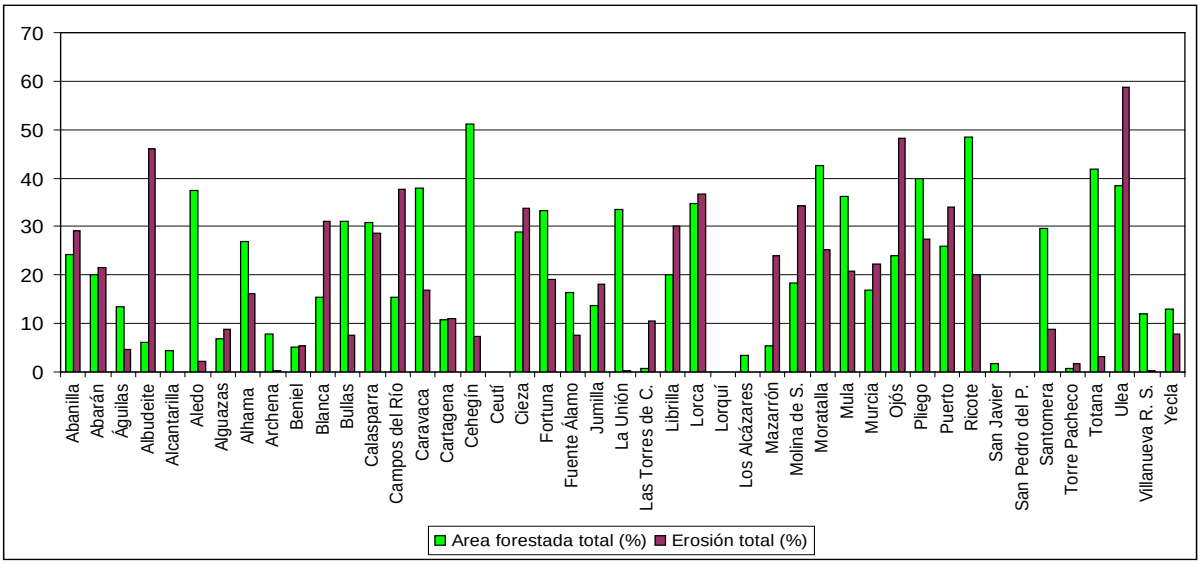


Fig. 3: Superficie municipal forestal y erosión en la Región de Murcia. Fuente: AERM, CARM y MMA (2002).
Fig. 3: Forest and erosion municipal surface in the Region of Murcia. Source: AERM, CARM y MMA (2002).

3.3. Forestaciones y erosión

Del INES (MMA, 2002) se han extraído, a nivel municipal, las superficies erosionadas, tanto por escorrentía laminar y en regueros, como las áreas afectadas por cárcavas y barrancos. Los datos de la figura 3 son la suma de ambas. Al relacionar la superficie erosionada con la superficie forestada (incluidas las forestaciones de la PAC), se observa como de los 45 municipios de la Región de Murcia, en 18 de ellos el porcentaje de erosión es superior al forestado. Y de estos los que tienen una superficie municipal muy pequeña (menos de 50 km^2), como son Albudeite, Campos del Río, Ojos, o Ulea, son los que poseen una mayor diferencia entre la superficie forestada y erosionada (Fig. 3). Además la mayoría de estos municipios se localizan preferentemente en cuencas margosas, muy susceptibles a la erosión. Por el contrario, gran parte de los municipios en los cuales el % forestado supera al erosionado son preferentemente municipios grandes (300-1000 km^2), localizados en el Noroeste de la Región.

La cartografía realizada (aquí sólo se presentan mapas en términos relativos) para los municipios de la Región (Fig. 4), muestra las diferencias en forestación y erosión de los distintos municipios. Por último, se han realizado distintas correlaciones entre variables, y es de destacar como existe una correlación positiva entre superficie forestada municipal y superficie erosionada (en cárcavas y barrancos con un R^2=0.716; y erosión laminar con R^2=0.859). También existe buena correlación entre el tamaño de los municipios y la superficie forestada (R^2=0.825) y la erosionada (R^2=0.836); por el contrario, la correlación no es nada significativa entre erosión total y el área forestada total (R^2=0.112) y la superficie forestal y la tasa de erosión (R^2=0.004).

4. CONCLUSIONES

El estudio pone de manifiesto como el criterio que se usa para realizar las forestaciones no siempre parece ser el de proteger a los suelos de la erosión, en especial las nuevas forestaciones agrarias, aunque entre la finalidad de esta medida esté la ubicación de las forestaciones en tierras marginales y degradadas.

Las forestaciones se han realizado, con mayor frecuencia, en los extensos municipios del oeste

de la Región de Murcia, mientras que en aquellos otros que registran tasas de erosión más elevadas (municipios pequeños localizados en cuencas margosas), las actuaciones de forestación han sido menores.

Agradecimientos
Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto 15233/PI/10, financiado por la Fundación Séneca, a ella nuestro agradecimiento.

REFERENCIAS

AERM. 1973-2012. Anuario Estadístico de la Región de Murcia, Murcia.

Prause, J., Gallardo Lancho, J.F. 2000. Influencia de cuatro especies nativas sobre las propiedades físicas del suelo forestal del Parque Chaqueño Húmedo (Argentina). *Comunicaciones Científicas y Tecnológicas 2000*. Universidad Nacional del Nordeste. Argentina.

Pritchett, W.L. 1986. *Suelos forestales: propiedades, conservación y mejoramiento*. Ed. Limusa, S.A. México, 634 pp.

MAAMA (2012): *Cuarto Inventario Forestal región de Murcia*. Ministerio de Agricultura, Alimentación y medio Ambiente. Madrid, 44pp.

MMA (2002): *INES. Inventario Nacional de Erosión de suelos 2002-2012*.

Robledano Aymerich, F., Zapata Pérez, V., Martínez López, V., Martínez Hernández, C., Romero Díaz, A., Belmonte Serrato, F. 2013. Diversidad litológica como condicionante de la diversidad ecológica en cultivos abandonados del Sureste Ibérico. *Espacios insulares y de frontera, una visión geográfica*. Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca, 675-685.

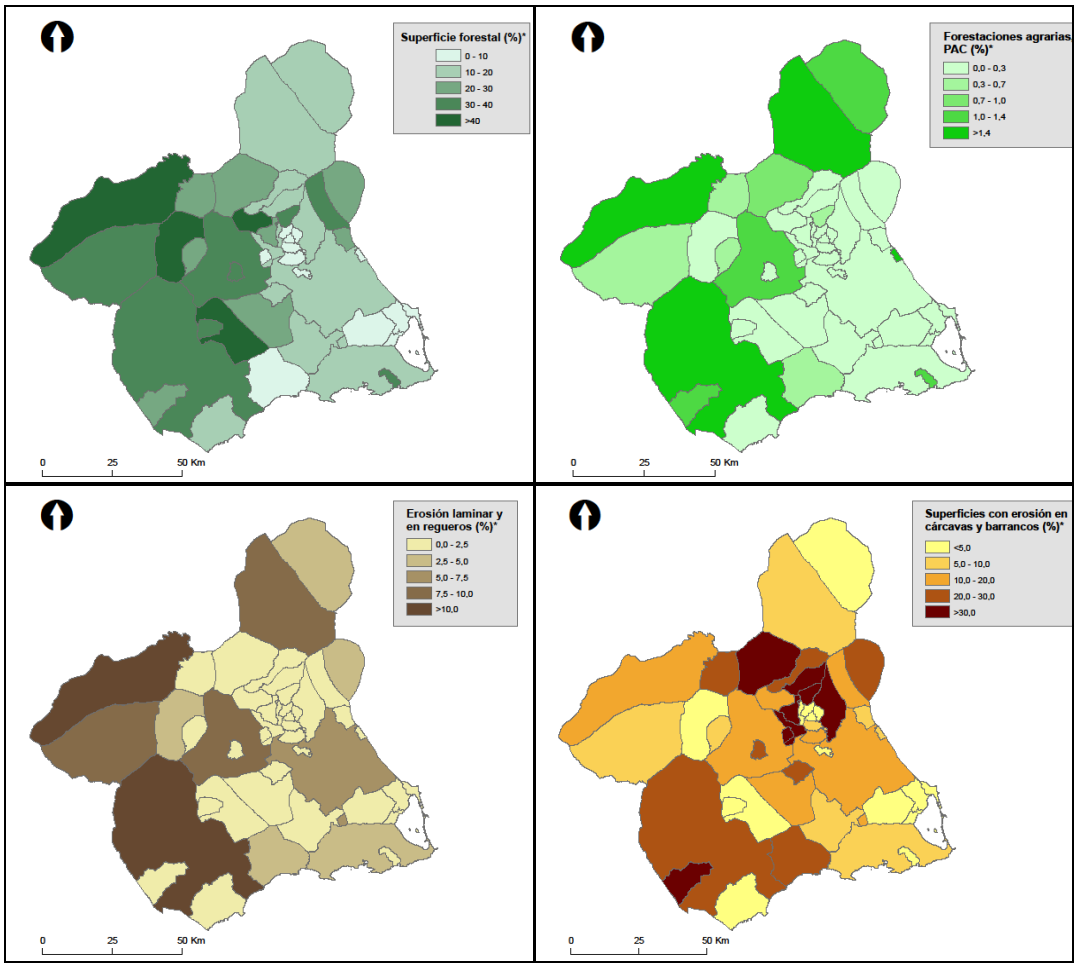


Fig. 4: Porcentaje de superficie municipal ocupada por distintas forestaciones y tipos de erosión.
Fuente: Elaboración propia a partir de AERM, CARM y MMA (2002)
Fig. 4: Percentage of municipal area occupied by different types of afforestation and erosion.
Source: Own elaboration from AERM, CARM y MMA (2002)

INFLUENCIA DE LA SALINIDAD EN EL PROCESO DE EROSIÓN POR *PIPING*

The influence of salinity on piping erosion process

P. Marín Sanleandro[1], A. Romero Díaz[2] y A. Sánchez Soriano

[1]Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología. Universidad de Murcia. Campus de Espinardo, 30100 Espinardo-Murcia. E-mail: pumasan@um.es
[2]Departamento de Geografía. Universidad de Murcia. Campus de La Merced, 30001-Murcia. E-mail: arodi@um.es

Abstract: This paper analyzes the influence of soil salinity on the formation of pipes. 15 pipes were sampled at sites with calcaric Regosols, affected by severe erosion, at two depths (0-30 cm and 100 cm) to see the influence of the depth in the subsurface erosion process. As an index of salinity, electrical conductivity of the saturation extract was determined and the salt composition of the extract was analyzed to determine the nature of the dissolved salts. The sodium adsorption ratio (SAR) and the percentage of soluble sodium (PSS) was calculated. Most of the samples exceed the threshold of 2 dS m^{-1} being the mean values in surface and depth of 5.33 and 2.55 dS m^{-1}, respectively. This increased salinity, in some areas very significant, increases siphoning at these levels and promotes the formation of pipes. The SAR values also corroborated them.

Palabras clave: piping, erosión, salinidad, Regosoles, Sureste de España
Key words: piping, erosion, salinity, Regosols, South-east of Spain

1. INTRODUCCIÓN

La intensidad y el grado de desarrollo de los procesos de erosión subsuperficial (*piping*) en un área, son principalmente consecuencia de la interacción entre las variables climáticas, propiedades del regolito y el gradiente hidraúlico local (Bryan y Jones, 1997).
Numerosos autores han estudiado los factores que controlan el proceso de piping (Faulkner et al., 2000; Marín y Desir, 2004; Desir y Marín, 2006). Asimismo en trabajos previos Marín Sanleandro et al. (2004) y Romero Díaz et al. (2007), ya se puso de manifiesto la relación directa que tienen determinados parámetros edáficos, tales como el escaso contenido en materia orgánica, elevado porcentaje de sodio de cambio, yeso y carbonato cálcico, o la textura arcillo-limosa, en la susceptibilidad de estos suelos frente a los diferentes procesos de erosión hídrica (laminar, en surcos, cárcavas y barrancos) y, en especial, en la formación de túneles, en ocasiones, de espectaculares dimensiones (Fig. 1). En este trabajo se pretende conocer la influencia del contenido en sales solubles de los suelos analizados, en el desarrollo de los procesos de erosión por *piping*.



Fig 1. Ejemplo de uno de los pipes analizados.
Fig. 1. Example of one of the tested pipes

Los factores que favorecen la salinización de estos suelos son: una baja pluviometría en el

clima semiárido bajo el que se desarrollan en la Región de Murcia, con una precipitación anual inferior a 350 mm. Alta evaporación debido a las temperaturas tan elevadas (la temperatura media anual es de 17-18 ºC), con una evapotranspiración potencial de más de 800 mm anuales, que hace que las sales se concentren en la capa superior del suelo y que asciendan por difusión capilar en la estación estival. Textura arcillosa, que los saliniza por su baja capacidad de infiltración que dificulta la lixiviación de las sales. Además se suelen presentar en terrenos deprimidos, que reciben las sales superficiales arrastradas por las aguas de escorrentía (Vela de Oro, 2002).

2. MATERIAL Y MÉTODOS

En las zonas objeto de estudio, muy afectadas por procesos de *piping* en la Región de Murcia, se seleccionaron 15 áreas con pipes de grandes dimensiones (Fig. 2). Se tomaron muestras a dos profundidades de 0 a 30 cm y a más de 100 cm, para ver la posible influencia de la profundidad en el proceso de formación de los *pipes*. Las muestras se secaron a temperatura ambiente y se tamizaron a 2 mm, para trabajar en el laboratorio con la tierra fina.

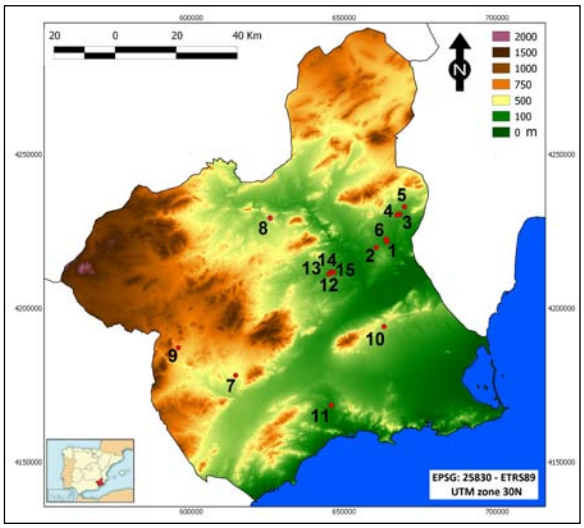


Fig 2. Localización de las áreas de estudio.
Fig. 2. Location of the study areas.

La salinidad del suelo se ha estimado con los valores de conductividad eléctrica del extracto de saturación según Bower y Wilcox (1965); en dicho extracto se midieron por cromatografía iónica los aniones: sulfatos, cloruros, nitratos y nitritos y los cationes: calcio, magnesio, sodio y potasio solubles. Se ha calculado la razón de adsorción de sodio (R.A.S.) a partir de los valores de sodio, potasio y magnesio. También se ha obtenido el porcentaje de sodio en el extracto saturado (P.S.S.).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los suelos muestreados son Regosoles calcáricos gipsíricos según FAO (1999). Se trata de suelos muy incipientes desarrollados a partir de materiales sueltos, que no son de aporte reciente. Tienen un perfil muy sencillo de tipo A-C de gran espesor, en el que el horizonte A es ócrico y con ausencia de otras propiedades diagnósticas más que la presencia de carbonato cálcico distribuido uniformemente en el perfil, lo que permite apellidarlos como calcáricos. Son suelos pobres en materia orgánica y con predominio de textura franco arcillosa (Marín Sanleandro et al., 2004). Además su mineralogía de arcillas pone de manifiesto la presencia de materiales con capacidad de hinchamiento (Marín Sanleandro et al., 2005).
Respecto a su salinidad, objeto de estudio, se puede considerar que los suelos están afectados por cierta salinidad ya que salvo las muestras 6 y 8, y las muestras superficiales 7, 9, 10 y 11, se obtienen valores de conductividad por encima del umbral crítico de 2 dS m^{-1}, a partir del cual se considera que los suelos presentan cierta salinidad (Fig. 3). Además, parece evidente que las muestras de profundidad tienen mayor contenido en sales, siendo los valores medios en profundidad y superficie de 5,33 y 2,55 dS m^{-1}, respectivamente. El aumento de la salinidad, muy significativa en algunas áreas (muestras 3, 9, 15 y 10), incrementa el efecto de sifón a estos niveles por disolución de estas sales solubles. Este hecho podría justificar la importancia de la presencia de sales en la formación de los *pipes* y el comienzo del proceso de *piping* en los niveles subsuperficiales.

En el caso de la muestra 14, los valores de salinidad son más elevados en superficie, tal vez porque fue un terreno aterrazado, pero que nunca se llegó a cultivar. De este modo, al no existir laboreo ni arado superficial, muy

posiblemente, no se pudo favorecer el lavado

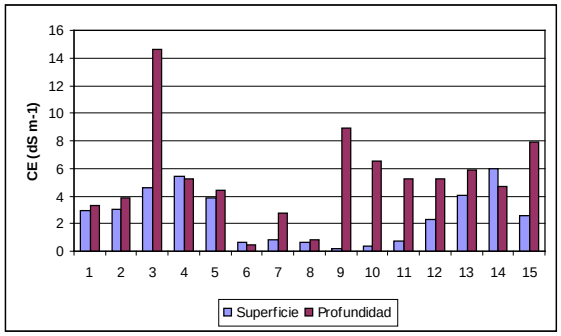


Fig 3. Conductividad eléctrica en superficie y en profundidad.
Fig. 3 Electrical conductivity at surface and depth.

Tabla 1. Composición salina del extracto de saturación (mE l^{-1})
Table 1. Salt composition of the saturation extract.

Muestra	Na^+	K^+	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{-2}
1A	6,6	1,6	7,3	29,7	4,8	2,1	27,8
1B	10,1	0,2	6,1	22,2	40,2	1,9	7,0
2A	4,3	1,0	9,5	35,9	2,4	1,5	36,5
2B	10,6	0,7	18,2	39,1	4,6	1,5	53,2
3A	20,3	1,2	24,8	32,8	14,7	1,7	48,7
3B	164,2	1,1	19,6	30,9	46,2	5,2	152,4
4A	22,9	2,9	35,4	31,9	10,6	10,9	51,9
4B	32,7	2,4	20,5	27,0	4,0	3,5	55,7
5A	11,5	1,0	14,8	29,7	4,4	5,8	40,4
5B	15,9	1,3	20,9	36,1	12,4	1,9	45,2
6A	2,7	0,4	1,6	5,6	2,0	2,1	5,2
6B	2,3	0,1	1,4	4,1	0,6	0,6	1,6
7A	2,3	0,1	1,8	7,3	0,4	0,6	4,8
7B	4,8	0,8	9,2	32,4	1,8	0,8	36,9
8A	2,5	0,2	1,6	6,0	1,6	1,2	5,1
8B	3,6	0,5	2,2	5,3	1,1	2,5	4,1
9A	9,8	0,2	2,5	5,7	5,5	1,0	4,8
9B	70,6	0,2	34,2	34,6	36,3	4,1	69,7
10A	3,5	0,8	1,5	3,7	0,4	0,4	0,9
10B	47,6	0,2	21,3	38,5	27,4	8,6	59,9
11A	2,5	0,8	1,5	6,1	1,6	1,3	4,4
11B	14,0	0,6	16,8	38,4	33,5	10,6	6,8
12A	4,3	1,0	7,6	24,7	2,3	0,8	32,0
12B	34,7	1,5	16,5	26,5	10,7	2,9	62,3
13A	8,7	2,3	12,3	39,3	17,0	1,4	38,1
13B	41,9	1,5	26,9	30,1	22,9	0,1	77,0
14A	37,5	2,2	27,0	32,1	32,5	1,6	63,8
14B	35,7	1,0	12,5	30,4	10,5	1,6	66,4
15A	1,7	1,4	8,2	30,7	2,0	1,8	35,7
15B	31,5	1,6	35,7	51,7	76,0	8,6	39,3
Media	**22,0**	**1,0**	**14,0**	**25,6**	**14,3**	**2,9**	**37,9**

de las sales con las aguas de infiltración. En este caso también los valores de carbonato cálcico y carbonato cálcico activo fueron superiores en profundidad (Sánchez Soriano, 2012).

Respecto a su composición salina (Tabla 1), predomina el calcio, seguido del magnesio y sodio como cationes. En cuanto a aniones, el orden de abundancia es: sulfatos, cloruros y nitratos, con valores muy bajos de estos últimos y en concordancia con que son suelos que no reciben aportes de estos fertilizantes. El predominio de sulfatos y calcio era de esperar ya que se trata de suelos muy yesosos.

El cálculo de la razón de adsorción de sodio, R.A.S., a partir de los valores de sodio, potasio y magnesio, se encuentran por encima de 5 (Fig. 4), sobre todo en profundidad, lo que confirma que hay indicios de alcalinización y son muy susceptibles al piping (Aitchinson y Wood, 1965). Estos valores de R.A.S., aunque son inferiores a los obtenidos por Desir y Marín (2006) en las Bárdenas Reales (Navarra), podrían justificar el comienzo del proceso en niveles subsuperficiales, más que superficiales. Se ha calculado tambien el porcentaje de sodio en el extracto de saturación, P.S.S**.** y sus valores corroboran lo anterior, son mas elevados a 100 cm de profundidad, que de 0 a 30, y con valores muy altos que se sitúan en torno al 40 %. Estos valores de sodio son los responsables de la susceptibilidad al piping, ya que facilitan la dispersión de las arcillas y la desestabilización del complejo arcillo-húmico y de la estructura del suelo.

Resultados similares ya obtuvo Sánchez García (1975) al estudiar la génesis, clasificación y mineralogía de suelos de margas miocénicas de Murcia, con exclusión de las que tenían un carácter claramente halófilo.

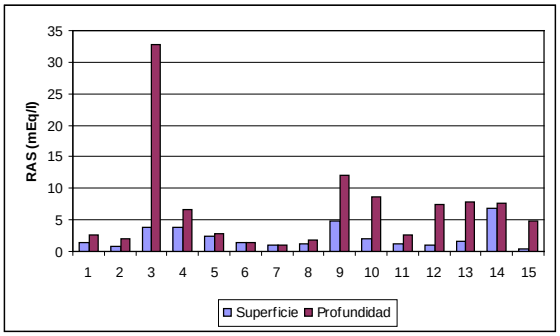


Fig. 4. Valores de R.AS (mEq l^{-1}) en superficie y en profundidad.
Fig. 4. SAR values in surface and depth

4. CONCLUSIONES

A la vista de los resultados obtenidos se puede concluir que son un conjunto de condiciones edáficas y ambientales las que crean el marco propicio para que se desarrollen los procesos de erosión por *piping* y que, entre los factores que favorecen su aparición, la salinidad es uno de los determinantes. El incremento de los valores de conductividad eléctrica (C.E.), razón de adsorción de sodio (R.A.S) y porcentaje de sodio soluble (P.S.S.) en profundidad, que casi duplican los superficiales, corroboran el carácter subsuperficial de este proceso y que la sufusión se favorezca por la disolución de las sales solubles en estos niveles. Son precisamente estas litologías yesoso - salinas de los Regosoles calcáricos en la Región de Murcia en particular, y en los ambientes mediterráneos en general, las mas proclives a presentar estos espectaculares paisajes de *piping*.

Por la salinidad de estos suelos, bajo el clima mediterráneo semiárido de la Región de Murcia, con lluvias escasas y violentas, un solo episodio de lluvia es capaz de disolver estas sales muy solubles y movilizar gran cantidad de material edáfico, fácilmente dispersable por su elevado porcentaje de sodio de cambio, además de sodio soluble que desestabiliza su estructura.

Desde un punto de vista geomorfológico, es importante también tener en cuenta que los procesos de *piping* contribuyen al desarrollo de cárcavas y barrancos y muy notablemente al incremento de las tasas de erosión de estos parajes, así como de los sedimentos exportados por las aguas de escorrentía superficiales.

REFERENCIAS

Aitchinson, G.D., Wood, C.C. 1965. Some interactions of compaction, permeability, and post-construction deflocculation affecting the probability of piping failure in small earth dams. Proceedings 6th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, 2, Montreal, 442-446.

Bower, C.A., Wilcox, L.V. 1965. Soluble salts. En C.A. Black, Ed. *Methods of Soil Análysis*, part 2, 933-940. Amer. Soc. Agronomy, Inc. Madison. Wisconsin. EEUU.

Bryan, R.B., Jones, J.A.A. 1997. The significance of soil piping processes: inventory and prospect. Geomorphology 20, 209-218.

Desir, G., Marín C. 2006. Evolución y procesos de erosión en gullies. Bárdenas Reales (Navarra). España. En Pérez-Alberti, A. y López-Bedoya, J. (Eds): Geomorfología y Territorio. Sociedad Española de Geomorfología. Universidad de Santiago de Compostela.

FAO-ISRIC-ISSS. 1999. World Reference Base for Soil Resources. Atlas. Acco, Leuven. Bélgica. 79 pp.

Faulkner, H., Spivey, D., Alexander, R. 2000. The role of some site geochemical processes in the development and stabilisation of three badland sites in Almeria, Southern Spain. Geomorfology 35, 87-99.

Marín, C., Desir, G. 2004. Influencia de las propiedades físico-químicas del regolito en los procesos de erosión. Bárdenas Reales (Navarra). En Benito, G., Diez Herrero, A. (Eds): Riesgos Naturales y Antrópicos en Geomorfología. Sociedad Española de Geomorfología. Madrid.

Marín Sanleandro, P., Romero Díaz, A., Sánchez Soriano, A. 2004. The piping process in Murcia (S.E. Spain): II Effect of soil chemical properties. En Ángel Faz, Roque Ortiz y Gregorio García (Eds): Extended Abstracts Fourth International Conference on Land Degradation. IS.B.N.: 84-95781-40-9.

Marín Sanleandro, P., Romero Díaz, A., Sánchez Soriano, A. 2005. Influencia de la mineralogía de arcillas en la formación de pipes. Macla. 3, 127-128.

Marín Sanleandro, P., Romero Díaz, A., Sánchez Soriano, A. 2013. Influencia del porcentaje de sodio intercambiable en los procesos de erosión subsuperficiales (piping). Macla 17, 65-66.

Romero Díaz, A., Marín Sanleandro, P., Sánchez Soriano, A., Belmonte Serrato, F., Faulker, H. 2007. The causes of piping in a set of abandoned agricultural terraces in southeast Spain. Catena 69, 282-293.

Sánchez García, G. 1975. Suelos de margas miocéncias de Murcia. Mineralogía, Génesis y Clasificación. Tesis doctoral. Universidad de Murcia.

Sánchez Soriano, A. 2012. Procesos de erosión subsuperficiales (piping) en la Región de Murcia. Tesis doctoral. Universidad de Murcia.

Vela de Oro, N. 2002. Estudio de los procesos de salinización en el valle del Guadalentín (Murcia). Tesis doctoral. Universidad de Murcia.

VARIACIÓN ESPACIAL DE LA EROSIÓN LAMINAR EN UNA LADERA DE DEHESA

Spatial variation of sheet erosion below tree canopy in dehesa

J. Rubio-Delgado, S. Schnabel y Á. Gómez-Gutiérrez
Grupo de Investigación GeoAmbiental, Universidad de Extremadura, Avd. de la Universidad s/n, juditrd@unex.es

Abstract: Along a representative hillslope of a dehesa spatial variations of soil erosion and some soil properties were investigated, considering (i) three slope sections with different gradients, (ii) open spaces and areas below tree canopies and (iii) different positions below the tree canopies with respect to the stem. The results showed higher soil losses in the open spaces as compared to the areas below the canopy of holm oaks. No statistically significant relations could be found between slope gradient or position and the considered variables. With respect to the spatial variation below the canopy projection, the sections below the tree stems did have shallower soils with higher rock fragment content and lower amounts of clay and silt. Furthermore, erosion rates were also lower.

Palabras clave: raíces expuestas, erosión laminar, propiedades edáficas, pastoreo
Key words: root exposure, sheet erosion, soil properties, grazing

1. INTRODUCCIÓN

Las tasas de erosión laminar del suelo en dehesas presentan una alta variabilidad en función de la cobertura vegetal y del uso del suelo, influyendo especialmente la carga ganadera (Schnabel *et al*., 2010). En una ladera de dehesa y utilizando raíces expuestas, Rubio et al. (en rev.) encontraron diferencias entre las tasas de erosión en espacios abiertos y aquellas bajo la copa de los árboles. Además, se han observado en campo irregularidades en la superficie del suelo bajo copa, lo que indica que los procesos de erosión varían en el área de influencia de la misma. LaMarche (1968), describió las irregularidades de la superficie del suelo en laderas, relacionadas con la presencia de los arboles. Desconocemos la existencia de trabajos que analicen la erosión del suelo diferencial bajo copa y en los espacios abiertos en áreas con arbolado disperso. Por ello, el presente trabajo se centra en determinar la variación espacial de la erosión en una ladera representativa de dehesa, así como caracterizar las propiedades edáficas (profundidad del suelo y composición granulométrica) en espacios abiertos y bajo la copa de las encinas, incluyendo la variación espacial en función de la dirección con respecto al tronco del árbol.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio es una ladera representativa de dehesa sobre pizarras precámbricas y un suelo del tipo Leptosol dístrico. Con una altitud de 523 msnm, el área registra un total anual de 620 mm de precipitación, con una temperatura media anual de 16º. La vertiente tiene una superficie de 4,41 ha y una pendiente media del 10,7%. En función de la pendiente, la ladera se divide en tres áreas: A – zona culminante con solamente 3,4% de pendiente, B – media ladera de 10,8% y C – parte inferior con valores mayores de pendiente (16,7%) (tabla 1). La cubierta vegetal está compuesta por un arbolado disperso de encinas (*Quercus ilex*), con una densidad de 38,3 pies·ha^{-1} y un pastizal de terófitas. La ladera se encuentra en una finca con explotación ganadera, donde se produjo una intensificación en el uso, pasando de 665 cabezas de ganado en 1945 a 1840 en 2012.

Tabla 1. Características de las distintas áreas de la ladera.
Table 1. Characteristics of the different slope segments.

	A	B	C	Total
Superficie (m^2)	15.123	15.361	13.695	44.179
Pendiente media (%)	3,4	10,8	16,7	10,7
Percentil 10%	1,2	6,4	10,8	1,9
Percentil 90%	6,6	15,8	23,6	18,3

3. METODOLOGÍA

Las tasas de erosión se han determinado utilizando el método de las raíces expuestas, siguiendo la metodología descrita en Gómez Gutiérrez *et al*. (2012) y Rubio-Delgado *et al*. (en rev.). Para determinar la variación espacial de la erosión bajo copa de encinas, se dividió el área en cuatro segmentos regulares trazando un círculo de dos metros de radio alrededor del tronco (figura 1): a favor de la máxima pendiente por encima del tronco (*a*), a favor de la máxima pendiente por debajo del tronco (*b*) y paralelo a las curvas de nivel, en los dos laterales (*l*).

La estimación de las tasas de erosión se basa en el cálculo del volumen de suelo erosionado entre la superficie actual (S_a) y la superficie pretérita (S_p) para un período de tiempo definido por la edad de los árboles estudiados. Para generar la S_a se han utilizado los datos de una nube de puntos, con coordenadas XYZ, obtenida a partir de un escáner laser terrestre Leica C10. La S_a se generó con un modelo digital de superficie a partir de los puntos correspondientes al suelo del área de influencia de la copa de cada árbol. Por otro lado, la S_p se reconstruyó a partir de un plano inclinado de la pendiente de S_a, desplazándolo hasta el punto de inflexión de la base del tronco (P_i). Utilizar el punto de inflexión como indicador de la superficie pretérita implica un error debido al crecimiento secundario de la madera (Gärtner, 2007), por lo que se aplicó una corrección para evitar la sobreestimación de material erosionado (Rubio-Delgado *et al*. en rev.). Una vez generados los dos modelos se calcula el volumen erosionado (sustracción de S_a sobre S_p) para las distintas posiciones (fig. 1). Finalmente, para obtener las tasas de erosión se estimó la edad de los árboles a partir del modelo de crecimiento de Montero *et al*. (2008).

La determinación de la profundidad del suelo y la toma de muestras se han realizado sondeando con una barrena de 30 cm de longitud y 3 cm de diámetro, que permite observar el perfil edáfico. En espacios abiertos (*Ea*) se realizaron 63 sondeos y bajo copa (*Bc*) un total de 43. Cada muestra está compuesta de varios sondeos y se ha diferenciado entre las distintas áreas de la vertiente (A, B y C) y entre las diferentes posiciones con respecto al tronco del árbol (*a*, *b* *y l)* (Fig. 1) y diferentes distancias al mismo (1 m y 2 m).

Por último, el análisis granulométrico se ha realizado con muestras para cada una de las situaciones descritas anteriormente. Se determinó la fracción gruesa mediante tamizado y la composición de la fracción fina se analizó con un equipo láser (*Beckman coulter*).

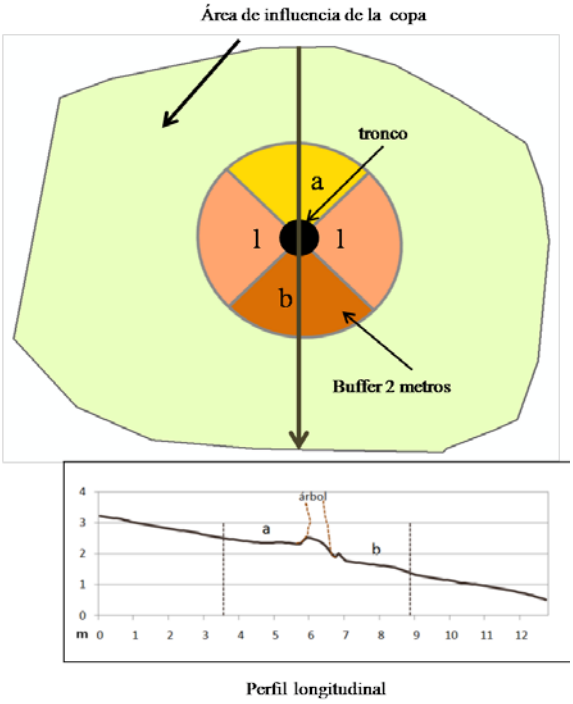


Fig. 1. Diseño metodológico para estimar tasas de erosión.
Fig.1. Methodological design for estimating erosion rates.

4. RESULTADOS

4.1. Profundidad del suelo

La profundidad media de los 106 sondeos realizados a lo largo de la vertiente fue de 14,6 cm, con una desviación estándar de 5,7 cm. El horizonte superficial *Ah* presentó un grosor profundidad de solamente 3,2±1,4 cm, sin diferencias estadísticamente significativas entre las áreas de la ladera (A, B y C) y tampoco entre *Ea* y *Bc*. La profundidad media de los suelos en *Ea* fue de 15,1±5,4 cm, sin haber detectado diferencias significativas a lo largo de la vertiente. La profundidad del suelo en *Bc* (n=43) fue algo menor, con una media de 13,8 cm, pero con una mayor variación espacial (±6,0 cm). Entre posiciones con respecto al tronco del árbol bajo su copa, las profundidades del suelo mostraron diferencias significativas (tabla 2), con la mayor profundidad en la

posición *l* (16,3±4,6 cm), seguido de *a* (14,7±6,0) y con solamente 10,4 cm en el segmento *b*. Por último, el suelo a un metro de distancia del tronco fue menos profundo (12,3 cm) que a dos (15,8 cm). La posición *a* y *b* y la posición *b* y *l* a un metro presentan diferencias significativas (tabla 2). La menor profundidad se observó a un metro en la posición *b* (8,1 cm).

Table 2. Soil depth (SD) and depth of Ah horizon in different positions below tree canopy and at 1 m and 2 m distance to tree stem. A letter followed by a different letter in a row indicates significant difference at a confidence interval of 90% (*) o 95% (**).

	a	b	l	Total/media
n	16	14	13	43
SD	$14,7^{x}$	$10,4^{y*}$	$16,3^{xz**}$	13,8
Ah	3,2	3,2	3,2	3,2
SD_1m	$13,8^{x}$	$8,1^{y**}$	$14,9^{xz**}$	12,3
SD_2m	16,0	13,3	18,0	15,8
Ah_1m	1,9	5,8	2,1	3,3
Ah_2m	2,9	2,8	3,9	3,2

4.2. Composición granulométrica

Como promedio la fracción gruesa supuso un 29,4% del conjunto de las muestras. En la fracción fina dominaron los limos (52,9%) y arenas (37,3%). En los espacios abiertos (*Ea*) el porcentaje de la fracción fina fue menor (67,0%) que en *Bc* (74,2%) (tabla 3) y a medida que aumentaba la pendiente disminuían los limos a favor de las arenas medias, gruesas y muy gruesas. Mientras tanto, en *Bc* la distribución a lo largo de la ladera fue menos variable, pero se detectaron ligeras diferencias en el área de influencia de la copa: por un lado entre las distintas posiciones con respecto al tronco, y por otro lado, en función de la distancia al mismo. La proporción de la fracción fina para cada posición con respecto al tronco fue: 74,4% en *a*, 70,8% en *b* y 74,6% en *l*, existiendo diferencia estadísticamente significativa entre *a* y *b* y entre *b* y *l* (tabla 3). Destacó la posición *b* por su mayor contenido en arenas gruesas y muy gruesas, en detrimento de limos y arcillas (figura 2). A un metro de distancia el porcentaje de fracción fina fue ligeramente superior (74,8%) que a dos metros (72,4%). En cuanto a la fracción fina, a un metro fue algo menor el contenido de arcillas y limos (59,3%) que a dos metros (63,5%), en detrimento de las arenas. No obstante, las diferencias granulométricas con respecto a la distancia al tronco no resultaron estadísticamente significativas.

Tabla 3. Proporción de elementos finos y gruesos del suelo en distintas posiciones. Una letra seguida de otra diferente indica significación estadística entre posiciones con un intervalo de confianza de 90% (*) o 95% (**).

Table 3. Proportion of fine and coarse elements in different positions. A letter followed by a different letter in a column indicates significant difference at a confidence interval of 90% (*) and 95% (**)

Muestra	n	Elementos finos (%)	Elementos gruesos (%)	Desviación estándar (%)
Ea	3	67,0	33,0	1,6
Bc	14	73,6	26,4	2,5
a	4	$74,4^{x}$	25,6	1,1
b	4	$70,8^{y**}$	29,2	2,1
l	4	$74,6^{xz*}$	25,4	2,4
1 m	7	$74,8^{x}$	25,2	2,0
2 m	7	$72,4^{y*}$	27,6	2,5

4.3. Tasas de erosión

Las tasas de erosión media en *Ea* y *Bc* fueron 21,8 $Mg \cdot ha^{-1} \cdot año^{-1}$ y 19,6 $Mg \cdot ha^{-1} \cdot año^{-1}$, respectivamente, sin ser significativamente diferentes. Las tasas resultantes para *Ea* fueron superiores a las obtenidas por otros autores en ambientes adehesados, como por ejemplo Schnabel *et al*. (2010), que aportaron una tasa de erosión laminar media en laderas de 1,3 $Mg \cdot ha^{-1} \cdot año^{-1}$. La diferencia entre las tasas registradas en *Ea* y *Bc* pueden deberse en parte a la interceptación de la lluvia por las copas de los árboles (Mateos y Schnabel, 2002). Las áreas A y B tuvieron mayores tasas de erosión que C (19,1 y 21,8 $Mg \cdot ha^{-1} \cdot año^{-1}$, frente a 16,1 $Mg \cdot ha^{-1} \cdot año^{-1}$) (figura 3), pero tampoco muestran diferencias estadísticamente significativas, lo que indica que las tasas en la ladera fueron muy similares, sin influir el factor de la pendiente. Con respecto a la variación espacial de las pérdidas de suelo bajo copa, la posición *b* es la que presenta valores mayores con 21,33 $Mg \cdot ha^{-1} \cdot año^{-1}$ y la posición *a* es la que obtuvo las pérdidas menores (15,34 $Mg \cdot ha^{-1} \cdot año^{-1}$), siendo intermedio en *l* (17,36 $Mg \cdot ha^{-1} \cdot año^{-1}$). Las variaciones bajo copa fueron similares en las distintas áreas de la ladera (Fig. 3).

5. CONCLUSIONES

Bajo la copa de los árboles, las mayores pérdidas de suelo se produjeron en la posición *b* (debajo del tronco) y es también allí donde los suelos fueron algo menos profundos y con un mayor contenido en arenas gruesas y muy gruesas en comparación con las otras áreas (*a*, *l* y los espacios abiertos). Estos hechos

posiblemente se deben a la escorrentía cortical que en este punto aumenta la cantidad de escorrentía superficial, indicando también una erosión selectiva, arrastrando las partículas más finas (arcillas, limos y arenas muy finas). También cabría la posibilidad que el tronco actúe como un obstáculo provocando la deposición de material edáfico erosionado en las partes superiores de la ladera. No obstante, las diferencias obtenidas entre estas áreas (*a*) y los laterales del tronco (*l*) no apoyan esta hipótesis. De todas formas, en próximos estudios se verificarán los resultados presentados aquí para otras áreas de dehesa.

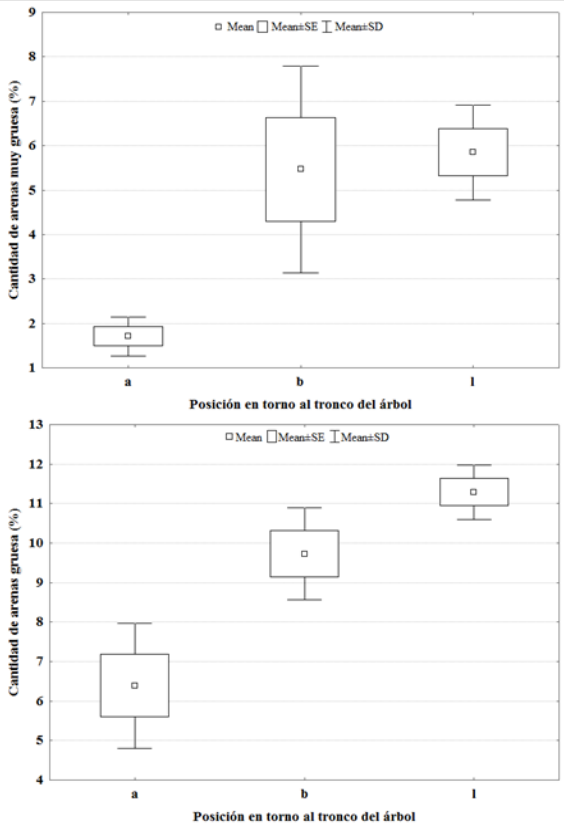


Fig. 2. Proporción de arenas gruesas (gráfico superior) y arenas muy gruesas (gráfico inferior) en función de la posición en torno al tronco.

Fig.2.Proportion of coarse sand (upper graph) and very coarse sand (lower graph) for different positions with respect to tree stem.

Agradecimientos

Proyecto financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad (CGL2011-23361) y una beca FPI de la Junta de Extremadura y Fondo Social Europeo (PD 12051).

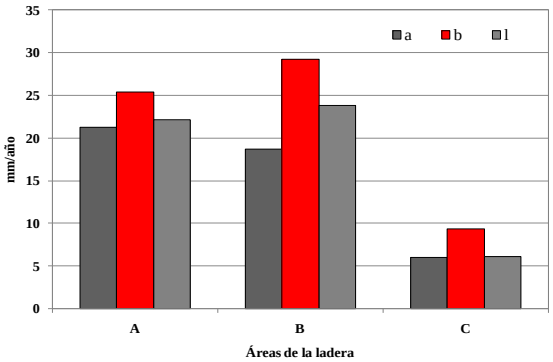


Fig. 3. Tasas de erosión bajo copa en función de la posición con respecto al tronco para las distintas áreas de ladera.

Fig. 3. Erosion rates below tree canopies in different positions from tree stem and different hillslope sections.

REFERENCIAS

Gärtner, H. (2007). Tree roots. Methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. Geomorphology, 86, 243-251.

Gómez Gutiérrez, Á., Schnabel, S., Rubio, J., Morales, Á., De San José, J.J., Berenguer, F. 2012. Desarrollo de una metodología para la estimación de tasas de erosión laminar históricas a partir de raíces expuestas y escáner laser terrestre. En González Diez, A. (coord.): Avances de la Geomorfología en España, Ediciones de la Universidad de Cantabria, Santander, 227-230.

LaMarche, V.C. (1968). Rates of slope degradation as determined from botanical evidence, White Mountains, California. USGS Professional Paper 352-I, 341-377.

Mateos Rodríguez, A.B., Schnabel, S. (2002). Rainfall interception by holm oaks in Mediterranean open woodland. En: Environmental Change and Water Sustainability (García Ruiz, J.M.; Jones, J.A.A.; Arnáez, J., eds.) Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza, pp. 31-42.

Montero, M.J., Moreno, G. Bertomeu, M. (2008). Light distribution in scattered-trees open woodlands in Western Spain. Agroforestry Systems, 73 (3), 233-244.

Rubio Delgado, J., Schnabel, S., Gómez Gutiérrez, Á. (en rev.). Estimación de tasas de erosión históricas en dehesas utilizando raíces expuestas y láser escáner terrestre. *Cuaternario y Geomorfología*.

Schnabel, S., Ceballos Barbancho, A., Gómez Gutiérrez, Á. (2010). Erosión hídrica en la dehesa extremeña. En: *Aportaciones a la geografía física de Extremadura con especial referencia a las Dehesas* (Schnabel, S.; Lavado Contador, J.F.; Gómez Gutiérrez, Á.; García Marín, R. eds.). Fundicotex, Cáceres, 153-185.

DETERMINACIÓN DE TASAS DE EROSIÓN DEL SUELO HISTÓRICAS UTILIZANDO RAÍCES EXPUESTAS Y ^{137}CESIO

Determination of historical soil erosion rates using exposed tree roots and ^{137}Caesium

S. Schnabel[1], J. Á. Corbacho Merino[2], J. Guillén[2], Á. Gómez Gutiérrez[1], J. Rubio Delgado[1]

1 Grupo de Investigación GeoAmbiental, Universidad de Extremadura, Avda. de la Universidad s/n, schnabel@unex.es
2 LARUEX, Universidad de Extremadura

Abstract: The paper presents a pilot research on the determination of historical soil erosion rates in rangelands with disperse tree cover using two different methodologies: ^{137}Cs and exposed tree roots. The study was carried out along a hillslope in a Mediterranean rangeland farm with disperse tree cover of evergreen oaks in SW Spain. Mean soil erosion rates determined with both methods were fairly similar, with 18,7 and 19,6 Mg ha^{-1} año^{-1} for ^{137}Cs and exposed tree roots, respectively. Although the results indicate that both methods could be successfully applied in our rangelands, future dendrogeomorphological research is necessary to determine the errors of estimation.

Palabras clave: erosión laminar, tasas de erosión ^{137}Cs, dendrogeomorfología, dehesas
Key words: sheet erosion, erosion rates, ^{137}Cs, dendrogeomorphology, dehesas

1. INTRODUCCIÓN

La erosión acelerada del suelo es un problema medioambiental que afecta extensas superficies en el mundo (Pimentel, 2006), sobre todo a áreas con poca cubierta vegetal, incluyendo superficies con cultivos, así como pastizales (*rangelands*) degradados (Lal, 1990). La degradación de los pastizales naturales es un fenómeno que tiene especial relevancia en zonas semiáridas del mundo, es decir en territorios con riesgo de sufrir desertificación (Oldeman *et al*., 1991).

En el SO de la Península Ibérica las dehesas, sistemas agrosilvopastoriles, ocupan grandes extensiones. Estos espacios han estado sujetos a importantes cambios de uso y manejo en el pasado (cultivo, deforestación, abandono de cultivo, aumento de carga ganadera, cambios de manejo ganadero), que invariablemente tienen efectos - positivos o negativos - sobre la erosión del suelo. Los dos procesos erosivos más destacados en este ecosistema que cuenta con arbolado disperso son la erosión laminar y el acarcavamiento, limitándose la reguerización a las áreas labradas. La erosión laminar es el fenómeno que se desarrolla preferentemente en las vertientes, mientras que las cárcavas se encuentran sobre todo en los fondos de vaguada (Schnabel, 1997).

Los suelos de las dehesas son en su mayoría poco profundos, existiendo grandes extensiones con Leptosoles (Schnabel *et al.*, 2013). La extrema delgadez de los suelos en laderas con poca pendiente y precipitaciones anuales relativamente abundantes (500-700 mm), sugieren una posible erosión acelerada. Por otro lado, estudios realizados en una cuenca experimental, con suelos poco profundos sobre pizarras, ofrecen tasas de erosión laminar relativamente bajas, con 0.63 Mg ha^{-1}año^{-1} (Schnabel *et al*., 2010). Es decir, las tasas actuales no explican la delgadez de los suelos, indicando, por tanto, tasas de erosión superiores en el pasado. Por ello, se ha iniciado un estudio cuyo principal objetivo es determinar tasas de erosión históricas en dehesas, utilizando dos métodos distintos: raíces expuestas y ^{137}Cesio. Aquí se presentan algunos resultados preliminares.

Los primeros trabajos empleando raíces expuestas se llevaron a cabo en EEUU por Eardley y Viavant (1967) y LaMarche (1968). Con posterioridad, Schroder (1980) publicó un trabajo de síntesis y revisión sobre técnicas dendrogeomorfológicas. Una notable ventaja de esta metodología es que ofrece una tasa media de erosión para un periodo de tiempo largo, un aspecto importante, si se considera la elevada variabilidad temporal de la erosión del suelo en

la cuenca Mediterránea. Una revisión reciente de las técnicas dendrogeomorfológicas para el estudio de la erosión del suelo por Stoffel et al. (2013) destaca sus bondades, pero también refleja algunos problemas metodológicos.

Muchos han sido los autores que utilizaron el radionucleido ^{137}Cs, depositado como consecuencia de las pruebas atómicas, para estudiar la erosión - desde los primeros trabajos realizados por Ritchie y McHenry (1968) hasta los liderados por Walling (Walling y Quine (1993), y los de Navas *et al*. (2005) y Estrany *et al*. (2010) en España. Cabe mencionar la revisión sobre esta técnica publicada por la IAEA en 1998 y la de Zapata de 2003. No obstante, Parsons y Foster (2011) presentaron una dura crítica, argumentando que los resultados de los estudios con ^{137}Cs están sujetos a una excesiva incertidumbre invalidando muchos de los resultados publicados. Las grandes ventajas de ambos métodos (raíces expuestas y ^{137}Cs) residen en su aptitud para estimar tasas históricas, ser aplicados en espacios amplios, ofrecer información sobre la variación espacial que permite elucidar acerca de la dinámica de los procesos erosivos y, posiblemente, explicar variaciones temporales. Además, los problemas metodológicos reportados justifican un estudio comparativo de ambos métodos, no habiéndose encontrado trabajos con similares características en la literatura.

2. ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

El estudio se desarrolló en una ladera representativa de una dehesa con arbolado disperso de encinas (*Quercus ilex rotundifolia*) y forma parte de una finca con aprovechamiento ganadero (ovino, caprino y porcino) en la provincia de Cáceres (5º35'30''W, 39º35'30''N). La ladera, objeto de estudio, tiene una superficie de 4,41 ha, una altitud media de 523 metros y cuenta con suelos poco profundos, desarrollados sobre pizarras precámbricas. El área forma parte de una extensa superficie de erosión con relieve ondulado. El clima es sub-húmedo seco, con medias anuales de temperatura y precipitación de 16ºC y 564 mm, respectivamente. Cabe destacar la gran variabilidad anual e interanual de las lluvias.

La ladera (figura 1) tiene una pendiente media del 10,7% y se dividió en tres sectores en función de la pendiente y de la posición: 1) zona culminante (A) con solamente 3,4% de pendiente, ladera media (B) de 10,8% y parte baja (C) con los valores más elevados de pendiente (16,7%) (figura 1). No se incluyen aquí los fondos de vaguada que cuentan con muy poco arbolado, por lo que no presentan áreas apropiadas para este estudio.

Habitualmente, la concentración de radio-nucleidos que se han depositado en la capa superficial de suelo no alterado (sin cultivar) y migran con el transcurso del tiempo hacia capas más profundas, como es el caso del ^{137}Cs, siguen una distribución cuasi-exponencial decreciente en función de la profundidad.

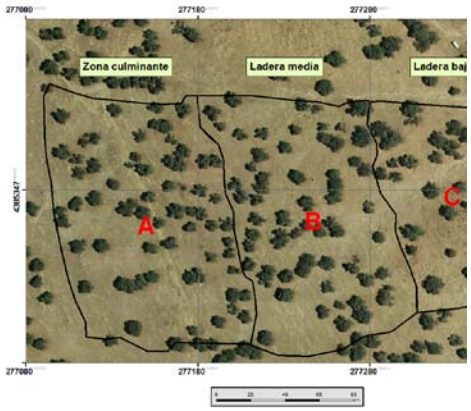


Figura 1. La ladera investigada con los sectores.
Figure 1. Investigated hillslope and slope sectors.

Para el cálculo de las tasas de erosión se ha seguido el modelo de perfil de distribución, dado que se ha determinado experimentalmente la distribución de la concentración de ^{137}Cs con la profundidad. Este modelo descrito por Walling y Quine (1993) se basa en que la distribución en profundidad del ^{137}Cs en suelos no cultivados viene descrita por la expresión:

$$A'(x) = A_{ref}\left(1 - e^{\frac{-x}{h_0}}\right)$$

donde $A'(x)$ es el total de ^{137}Cs a la profundidad x (Bq m^{-2}), A_{ref} es el inventario total depositado (Bq m^{-2}), h_0 es el coeficiente de descripción del perfil (kg m^{-2}) y x es el coeficiente másico de profundidad (kg m^{-2}).

Si se asume que el total de la deposición de ^{137}Cs ocurrió en 1963 y que la distribución en profundidad de éste es independiente del tiempo, entonces la tasa de erosión, Y (t//ha/año), en relación a un punto de referencia

viene dada por la siguiente expresión:

$$Y = \frac{10}{(t-1963)\cdot P}\cdot \ln\left(1-\frac{X}{100}\right)\cdot h_0$$

donde *t* es el año de recogida de la muestra, *X* es el porcentaje de pérdida de ^{137}Cs respecto al valor de referencia y *P* es el factor de corrección según el tamaño de partícula.

Como área de referencia se ha localizado una finca que no fue cultivada ni tuvo ganado, al menos durante los últimos 200 años y cuenta con una vegetación densa de matorral alto y arbolado de encinas. La altitud y las condiciones climáticas son similares al área de estudio. En esta finca se eligieron dos áreas en zonas de relieve culminante y topografía plana para la determinación de ^{137}Cs (Valero 1 y Valero 2). Las muestras de suelo se obtuvieron con una sonda para extracción inalterada (marca Ejkelkamp) en intervalos de 5 cm a lo largo del perfil edáfico. Cada muestra analizada corresponde a la mezcla de un mínimo de 20 submuestras recogidas.

Las muestras han sido desecadas a 100º C durante 24 h, tamizadas para eliminar piedras de tamaño superior a 2 mm y, finalmente, para homogeneizar el material, han sido reducidas a un tamaño de partícula inferior a 0.1 mm mediante un molino de bolas de acero. El análisis de espectrometría gamma se ha efectuado con un volumen de 112 cm^3 durante 24-48 h mediante detectores de HPGe de al menos un 40% de eficiencia y resolución FWHM 1.9 para el fotopico de energía de 1332 keV del 60Co. Los detectores han sido calibrados en eficiencia utilizando un cóctel patrón QCY-48 de radionucleidos certificado con energías de emisión gamma dentro del rango 46–1900 keV. Los procedimientos de medida utilizados para la determinación de ^{137}Cs han sido validados de acuerdo con los requisitos de calidad de la norma ISO 17025 (ISO:2005).

Una descripción de la metodología de las raíces expuestas utilizada se encuentra en Rubio-Delgado *et al.* (en rev.) y Rubio-Delgado *et al.* (2014). Todas las tasas de erosión estimadas aquí hacen referencia a los espacios abiertos, no incluyendo aquellos situados bajo la proyección de los árboles.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Resultados basados en ^{137}Cesio

En la Tabla 1 se muestran tanto el inventario total de ^{137}Cs depositado en los puntos de muestreo de referencia (Valero) y de estudio (Buitrera), como la tasa de erosión calculada en los diferentes puntos de este último enclave.

En primer lugar, cabe destacar que en el enclave de referencia (Valero 1 y 2) se ha obtenido un inventario total dentro del rango de valores obtenidos para la misma latitud, en similares condiciones ambientales y de altitud por otros autores (1200-2700 Bq m^{-2}) (Unscear, 2000; Estrany et al 2010).

La tasa de erosión media para la ladera de Buitrera es de 18,7 Mg ha^{-1} año^{-1}, siendo mayor las tasas de la parte culminante y de media ladera (área A y B), con aproximadamente 21 Mg ha^{-1} año^{-1}, y menor la de la parte baja de la ladera (C). La incertidumbre calculada para los resultados ha sido bajo (tabla 1).

Tabla 1. Inventario total de ^{137}Cs depositado en las áreas de muestreo y tasas de erosión, ± incertidumbre combinada total con un factor de cobertura k = 2.

Table 1. ^{137}Cs inventory of the different study areas and erosion rate, ± combined total uncertainty with a cover factor k = 2.

Localidad	Inventario total (Bq m^{-2})	Tasa erosión (Mg ha^{-1} año^{-1})
Valero 1	2790 ± 50	-
Valero 2	2503 ± 13	-
Buitrera A	2170 ± 30	-21,7 ± 0,2
Buitrera B	2250 ± 40	-20,9 ± 0,3
Buitrera C	2408 ± 23	-13,4 ± 0,3

3.2. Resultados basados en raíces expuestas

La estimación de la tasa media de erosión para la ladera se basó en un total de 262 puntos situados en las partes laterales de las 131 encinas que se pudieron utilizar en la ladera estudiada. La edad de estos árboles varía entre 49 y 336 años, con una media de 130 años. La tasa media de erosión obtenida es de 19,6 Mg ha^{-1} año^{-1}. En la tabla 2 se presentan las tasas estimadas para las distintas áreas de ladera y se puede comprobar valores similares a los obtenidos con el método de ^{137}Cs, siendo la parte baja de la ladera de nuevo la que presenta menor tasa de erosión. No obstante, es importante considerar que el periodo al que se refieren estas tasas no es exactamente el mismo, ya que ^{137}Cs abarca los últimos 50 años y el otro

método un periodo mucho mayor. Utilizando la misma base de datos, Rubio Delgado et al (en rev.) describieron un aumento de las tasas de erosión con el tiempo y diferenciaron tres periodos, el último comprendieron los años entre 1912 y 2012. Durante este periodo la tasa media de erosión es de 29,0 Mg ha^{-1} $año^{-1}$, algo mayor a la obtenida con ^{137}Cs.

Tabla 2. Tasa media de erosión en espacios abiertos de las distintas áreas de ladera y su desviación estándar.
Tabla 2. Tasa media de erosión en espacios abiertos de las distintas áreas de ladera y su desviación estándar (Mg ha^{-1} $año^{-1}$).

	Tasa erosión	Des.Est.	Edad árboles
A	19,1	12,2	123,0
B	21,9	12,0	122,6
C	16,1	18,9	161,8
Mean	19,6	13,6	129,9

4. CONCLUSIONES

Las tasas medias estimadas con los dos métodos ofrecen resultados similares, y que pueden calificarse como muy elevadas si se comparan con otra dehesa con similares características pero una presión ganadera menor a la de Buitrera (Schnabel et al., 2010). Además, ambos métodos produjeron valores muy similares en función de los sectores que definen distintas posiciones de ladera. No obstante, existen limitaciones en cuanto a la comparabilidad de los dos métodos, ya que ambos se refieren a periodos de tiempo distintos. En el caso de las raíces expuestas, el problema reside en la falta de árboles jóvenes en el área de estudio. Por ello, actualmente se aplica la misma metodología en otras fincas de dehesa para ofrecer tasas de erosión históricas y su variación temporal. Por otro lado, es necesario comprobar la calidad de las estimaciones de edad de los árboles, así como las de las superficies pretéritas, con técnicas dendrológicas.

Agradecimientos
Proyecto financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad (CGL2011-23361) y una beca FPI de la Junta de Extremadura y Fondo Social Europeo (PD 12051).

REFERENCIAS

Bodoque, J.M.; Díez-Herrero, A.; Martín-Duque, J.F.; Rubiales, J.M.; Godfrey, A.; Pedraza, J.; Carrasco, R.M.; Sanz, M.A. (2005). Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: Two examples from Central Spain. Catena, 64 (1), 81-102.

Estrany J., García C., Walling D.E. 2010. An investigation of soil erosion and redistribution in a Mediterranean lowland and agricultural catchment using caesium-137. International Journal of Sediment Research, 25, 1-16.

Gärtner, H. (2007). Tree roots. Methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. Geomorphology, 86, 243-251.

Gil E. 1986. Consecuencias radiológicas del accidente de Chermobyl. Nuclear España, 48, 41-46.

IAEA (International Atomic Energy Agency) 1998. Use of ^{137}Cs in the study of soil erosion and sedimentation. FAO-IAEA, Viena.

LaMarche, V.C. (1968). Rates of slope degradation as determined from botanical evidence, White Mountains, California. USGS Professional Paper 352-I, 341-377.

Navas, A., Machín, J., Soto, J. 2005. Assessing soil erosion in a Pyrenean mountain catchment using GIS and fallout ^{137}Cs. Agriculture, Ecosystems and Environment, 105, 493-506

Parsons, A.J., Foster, I.D.L. 2011. What can we learn about soil erosion from the use of ^{137}Cs? Earth-Science Reviews, 108, 101-113.

Rubio Delgado, J., Schnabel, S., Gómez Gutiérrez, Á. (en rev.). Estimación de tasas de erosión históricas en dehesas utilizando raíces expuestas y láser escáner terrestre. *Cuaternario y Geomorfología*.

Rubio-Delgado, J., Schnabel, S., Gómez-Gutiérrez, Á. (2014). Variación espacial de la erosión laminar en una ladera de dehesa. En: Avances de la Geomorfología en España: 2012-2014 (Schnabel, S., Gómez Gutiérrez, Á), 258-261.

Schnabel, S., Ceballos Barbancho, A., Gómez Gutiérrez, Á. (2010). Erosión hídrica en la dehesa extremeña. En: *Aportaciones a la geografía física de Extremadura con especial referencia a las Dehesas* (Schnabel, S.; Lavado Contador, J.F.; Gómez Gutiérrez, Á.; García Marín, R. eds.). Fundicotex, Cáceres, 153-185.

Stoffel, M., Corono, C., Ballesteros-Cánavos, A. y Bodoque, J.M. (2013). Dating and quantification of erosion processes based on exposed roots. Earth-Science Reviews, 123, 18-34.

UNCEAR, 2000. Sources and effects of Ionising Radiation, United Nations Scientific Comitee on the Effects of Atomic Radiation.

Walling, D. E., Quine, T. A. 1993. Use of caesium-137 as a tracer of erosion and sedimentation: Handbook for the application of the caesium-137 technique. University of Exeter, UK.

EROSIÓN ACENTUADA POR DETERMINADAS TÉCNICAS DE RESTAURACIÓN DE CANTERAS EN LA SIERA DE GÁDOR, ALMERÍA

Soil erosion enhanced by some techniques in quarry restoration in Sierra de Gádor, Almería

L. Luna-Ramos[1] y A. Solé-Benet[1]
1. EEZA-CSIC, carretera de Sacramento s/n, 04120, Almería, España, lourdes@eeza.csic.es

Abstract: Mulches have been reported to play an anti-erosive role besides their main purpose to reduce both soil evaporation and soil temperature. Following current bibliographic criteria, gravel mulch was tested in an experimental soil restoration in 10º- 20º hillslopes in SE Spain under semiarid Mediterranean climate. A single intense rainfall in September 2012 (P = 40 mm; I30 = 51,2 mm/h) produced a subsurface flow just beneath a well calibrated gravel mulch (4-8 mm gravel) which eroded the gravel particles and created rills up to 20 cm deep (erosion rates up to 63,5 t ha^{-1}). Mulch was tested along with other factors (organic amendments and drip irrigation). Erosion results were statistically tested by means of ANOVA for all restoration factors. Gravel mulch is the only factor significantly explaining soil/substrate erosion.

Palabras clave: acolchado, grava, topografía, clima mediterráneo semiárido, restauración de canteras.
Key words: mulch, gravel, topography, Mediterranean semiarid climate, quarry restoration.

1. INTRODUCCIÓN

Las actividades extractivas provocan importantes impactos paisajísticos y la degradación de la cubierta vegetal y del suelo así como la alteración de la topografía. El objetivo de los procesos de restauración o rehabilitación obligatoria en la gran mayoría de territorios es ayudar a devolver al ecosistema degradado las condiciones originales en términos de productividad vegetal y biodiversidad. Sin embargo, esta restauración de los espacios afectados por actividades extractivas resulta muy difícil de lograr en ambientes mediterráneos semiáridos, con escasez de precipitaciones y de carácter torrencial que dificultan el establecimiento de la vegetación (Bainbridge, 2007; Clemente et al., 2004) que compite, además, con una elevada evaporación.

Por otro lado, el acondicionamiento topográfico previo a las labores de restauración suele dejar pendientes muy propicias a procesos de erosión hídrica que se manifiestan en regueros, surcos, cárcavas e incluso movimientos en masa (Fig. 1). La erosión impide la distribución óptima del agua sobre la superficie a restaurar, produce cicatrices en el terreno difíciles de corregir y sedimentaciones aguas abajo que pueden causar perjuicios diversos tanto sobre suelos naturales como en la vegetación o infraestructuras.

Algunas de las estrategias de restauración se basan en la obtención de un substrato edáfico mediante la incorporación de enmiendas orgánicas, la implantación de acolchados y prácticas mecánicas de modificación de la topografía original para incrementar el agua disponible y reducir y controlar la erosión y la implementación de tratamientos adicionales para garantizar el agua durante la fase inicial de la revegetación (Bainbridge, 2007; Jorba y Vallejo, 2008).

En ensayos preliminares en la restauración de suelos de canteras de rocas calcáreas en la provincia de Almería (SE de España), el papel antierosivo del acolchado de grava no pudo demostrarse debido al pequeño tamaño de la grava y a su contaminación con tierra fina que, tras unas pocas lluvias intensas generó una costra filtrante que acentuó la escorrentía y la erosión del substrato (Solé-Benet et al., 2009). Sin embargo, algunos autores afirman el papel antierosivo de los acolchados junto a su papel conservador de la humedad del suelo (Prats et al., 2012; Benigno et al., 2013).

Por ello, en un nuevo ensayo de restauración iniciado en 2012 se probó una grava calibrada cuyo tamaño 4-8 mm había demostrado un efecto óptimo contra la evaporación del suelo (Yuan et al., 2009).



Fig. 1. Surcos de erosión en una ladera de pendiente moderada antes de restaurar



Fig. 2 Disposición de las parcelas durante la plantación (con mallas protectoras anti-roedores).

2. MATERIALES Y MÉTODOS

El ensayo pretendía probar 3 factores en la supervivencia y posterior evolución de las plantas: dos tipos de enmiendas (un lodo EDAR y un compost de residuos vegetales hortícolas al que se le había incorporado zeolita), un acolchado (grava calibrada) y riego de apoyo (dosis alta, dosis baja), todo ello con los consiguientes tratamientos control. Se implantaron 54 parcelas de 10 m x 5 m en una ladera relativamente homogénea de pendientes entre 10° y 20° orientada al E, para tener 3 repeticiones por tratamiento. En la zona superior de la ladera si situaron las parcelas sin riego, en la zona media las que recibieron una dosis alta y en la zona inferior de la ladera se implantaron las parcelas que recibieron una dosis baja de riego. Entre las parcelas con riego y sin riego se construyó un camino de acceso. Los substratos se prepararon a partir de una marga muy abundante en la zona y que cumple con los requisitos mínimos de granulometría apta para restauración (arena = 34%, limo = 42%, arcilla = 24%). Una pala retroexcavadora mezcló e incorporó las enmiendas orgánicas con la marga. La estación meteorológica instalada en la zona proporciona datos de precipitación, temperatura y humedad del aire, así como la velocidad y la dirección del viento.

Dado que el crecimiento de la vegetación plantada y espontánea no permite la medición precisa de los surcos producidos por erosión mediante métodos de no contacto (p.e. escáner láser, fotogrametría) se procedió a una medición manual de todos y cada uno de los surcos en las 54 parcelas con cinta métrica. Para ello, desde la cabecera de cada surco se midieron sus secciones rectangulares o trapezoidales cada metro lineal, o a intervalos que el observador considerara que podían aportar mayor precisión en la medida, hasta la salida del surco de la parcela. El volumen de cada surco se obtuvo de multiplicar las distintas secciones por las longitudes entre ellas. El análisis estadístico fue realizado usando el programa IBM SPSS (versión 20).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Características del evento de precipitación del 28 de Septiembre del 2012.

Después de una primavera y un verano secos (P = 9 mm y 5,2 mm respectivamente), el 28 de Septiembre de 2012 se produjo en todo el SE peninsular un evento extremo de precipitación que en la zona de estudio fue de 39,6 mm, concentrado en un corto intervalo de tiempo, con intensidades máximas I_{30} = 51,2 mm h^{-1} e I_{10} = 90 mm h^{-1}.

Si bien el acolchado disminuye el impacto directo de las gotas de lluvia, en este caso no pudo frenar la abundante escorrentía procedente de la ladera (Figuras 3 y 4).

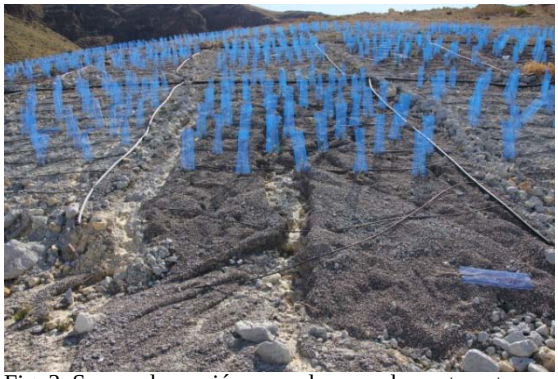


Fig. 3. Surcos de erosión causados por el evento extremo del 28/9/2012.



Fig. 4. Detalle de la Figura 3 en la que la regla indica la profundidad del surco (21 cm).

3.2. Medición de los surcos

La medición de todos los surcos en las 54 parcelas ha permitido conocer el volumen de acolchado más el del substrato arrastrado por erosión y relacionarlo con los factores que se estaban ensayando: tipo de enmienda, acolchado y riego. Solamente influyó el factor acolchado de manera significativa en el volumen erosionado (p = 0.03) (Tabla 1).

El volumen promedio erosionado por parcela con y sin acolchado fue 0,224 m^3 ± 0,054 y 0,116 m^3 ± 0,0295 respectivamente (Fig. 5), indicando que el acolchado de grava en vez de tener un efecto protector frente a la erosión, la acentuó. Este resultado se interpreta por el intenso flujo sub-superficial por encima del substrato y por debajo de la capa de grava, que erosionó tanto el acolchado como al propio substrato de restauración. La grava erosionada fue a parar al pie de las parcelas o aguas abajo en el camino de acceso.

Tabla 1. Resultados del ANOVA factorial para la variable volumen erosionado (p significativo < 0.05)

Fuente de variación	F	p
ENMIENDA (E)	0,42	0,66
ACOLCHADO (A)	4,80	**0,03**
RIEGO (R)	1,21	0,31
E x A	2,59	0,09
E x R	0,39	0,81
A x R	1,90	0,16
E x A x R	0,54	0,71

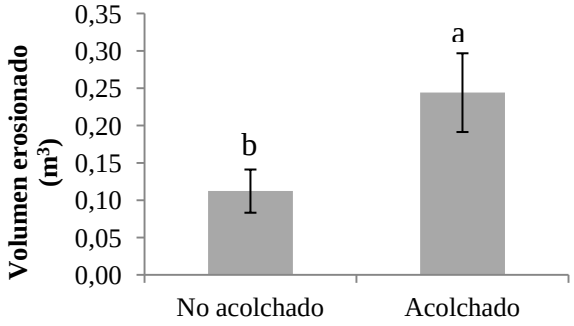


Fig. 5. Promedio y error estándar del volumen erosionado (m^3) en las parcelas con y sin acolchado de grava.

El factor riego, que podía haber influido con una mayor cobertura de vegetación, tanto plantada como espontánea, con efecto protector frente a la erosión, tampoco influyó significativamente (p = 0,13) en el volumen erosionado en las parcelas porque la primavera y el verano anteriores habían sido muy secos y las coberturas generales eran muy escasas. Pero el promedio de volumen erosionado en las parcelas sin riego es inferior al de las parcelas con riego (Fig. 6), lo que se interpreta porque el área de contribución de las parcelas sin riego es inferior al resto que se encuentran aguas abajo. A pesar de que las parcelas con dosis baja de riego poseen un área de contribución mayor (0.331 ha) que las parcelas con dosis elevada de riego (0.245 ha), no se han encontrado diferencias significativas de volumen erosionado entre ambos tratamientos. Esto parece indicar que la modificación topográfica al construir un camino de acceso también ha tenido una influencia clave en la canalización de la escorrentía y su posterior erosión aguas abajo.

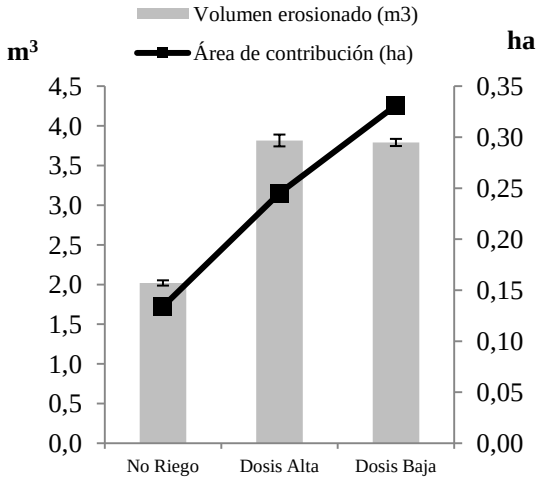


Fig. 6. Promedio y error estándar del volumen erosionado en las parcelas (m^3) en los tratamientos de riego y su área de contribución correspondiente.

Los anteriores resultados obligan a replantear la bondad de los acolchados de grava como medida antierosiva y las modificaciones topográficas en laderas sometidas a lluvias torrenciales, o al menos a seguir ensayando otros tamaños de grava que permitan determinar la combinación óptima de los efectos antievaporativos y antierosivos.

4. CONCLUSIONES

La grava calibrada no ha conseguido proteger al suelo subyacente de la erosión producida por un evento extremo de elevada intensidad a finales de septiembre del 2012 (P = 39, 6 mm; I_{10} = 90 mm/h). Eventos de esta intensidad son frecuentes en la zona, teniendo un periodo de retorno de 8 años. Además, las parcelas más erosionadas están por debajo del camino de acceso que puede haber tenido un efecto acentuador de la escorrentía.

Agradecimientos

A HOLCIM-ESPAÑA SA por su inestimable contribución, incluida la económica, en todas las fases del proyecto de restauración, como preparación de los substratos y de las parcelas experimentales; a la Junta de Andalucía por financiar el Proyecto RNM-5887 (convocatoria 2010) y la beca-contrato de la 1ª autora. A Sofía Kostopoulou por su ayuda en la toma de datos de campo.

REFERENCIAS

Bainbridge, D.A. 2007. A guide for desert and dryland restoration. Inland Press, Washington. 391 pp.

Benigno, S.M., Dixon, K.W., Stevens, J.C. 2013. Increasing soil water retention with native-sourced mulch improves seedling establishment in postmine Mediterranean sandy soils. Restoration Ecology, 21: 617-626.

Clemente, A.S., Werner,C.; Maguas,C.; Cabral, M.S.; Martins-Loucao, M.A.; Correia, O. 2004. Restoration of a Limestone Quarry: Effect of Soil Amendments on the Establishment of Native Mediterranean Sclerophyllous Shrubs. Restoration Ecology, 12(1), 20-28.

Jorba. M., Vallejo,V.R. 2008. La restauración ecológica de canteras: un caso con aplicación de enmiendas orgánicas y riegos. Ecosistemas 17 (3), 119-132.

Prats, S.A., MacDonald, L.H., Monteiro, M., Ferreira, A.J.D., Coelho, C. O.A., Keizer, J.J. 2012. Effectiveness of forest residue mulching in reducing post-fire runoff and erosion in a pine and a eucalypt plantation in north-central Portugal. Geoderma 191, 115-124.

Solé-Benet, A., Contreras, S., Miralles, I., Lázaro, R. 2009. Organic wastes as amendments for limestone quarry restoration in semiarid environments. En 1st Spanish National Conference on Advances in Materials Recycling and Eco-Energy, S02-4, Madrid, 42-44.

Yuan, C., Lei, T., Mao, L., Liu, H., Wu, Y. 2009. Soil surface evaporation process under mulches of different sized gravel. Catena 78, 117-121.

LA INFLUENCIA DE LAS HELADAS EN LOS PROCESOS DE METEORIZACIÓN SOBRE LADERAS ACARCAVADAS DEL VALLE DEL DURATÓN Y DEL CASLILLA (CUENCA DEL DUERO, SEGOVIA)

The effect of frost shattering in the weathering processes on slope gullies modeled in the valley sides of Duraton and Caslilla rivers (Duero basin, Segovia).

L. M. Tanarro-García[1] y J. M. Fernández-Fernández[1]

(1) Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física. Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España. pace@ghis.ucm.es

Abstract: The aim of this work was to study the effect of frost shattering on slope gullies modeled on the valley sides of Duraton and Caslilla rivers, located on the southeastern edge of the Duero basin, filled with sedimentary deposits of Miocene age. The methods and techniques have been to monitor the temperature of the air and soil (or regolith) of the gullies by installing various types of data loggers. Furthermore, it has been carried out a photographic control to identify changes in the surface morphology of the gullies. The results show that the freeze-thaw cycles, about 60 per year, play a significant role in the yield of flakes from the walls of the gullies.

Palabras clave: cárcava de ladera, ciclos de hielo-deshielo, descamación, valle del Duratón
Key words: slope gullies, freeze-thaw cycles, flaking, Duraton valley

1. INTRODUCCIÓN

Las cárcavas situadas en ámbitos dominados por condiciones climáticas mediterráneas pero con marcada influencia continental, donde los contrastes térmicos se intensifican, los procesos de meteorización física relacionados con los ciclos de hielo-deshielo, pueden contribuir de manera eficaz a su modelado. Así, diversos estudios llevados a cabo en cárcavas situadas próximas a ámbitos de montaña han mostrado que la alternancia de ciclos de hielo-deshielo constituye uno de los principales procesos de meteorización física que ocasiona la desagregación de las rocas deleznables en las que se modelan las cárcavas (Descroix y Olivry, 2002, Regüés et al., 1993), donde, además, la intensa erosión en la superficie de las cárcavas provocada por las heladas y el crecimiento de cristales de hielo durante los meses de invierno origina la producción continuada del regolito (Gallart et al., 2005, Nadal et al., 2010).

Bajo estas consideraciones generales, este trabajo tiene como objetivo estudiar, en una primera aproximación, la caracterización térmica de la superficie del suelo en laderas acarcavadas del interior de la meseta del Duero, concretamente en las cárcavas modeladas en las laderas de la margen derecha del valle del río Duratón y en las de su afluente, el valle del río Caslilla, y valorar en qué medida los procesos ligados a las heladas favorecen la meteorización de los “interfluvios” y paredes de las cárcavas.

2. AREA DE ESTUDIO

Las cárcavas desarrolladas sobre las laderas de la margen derecha de los valles citados se localizan en las campiñas miocenas del borde suroriental de la cuenca sedimentaria del Duero, dentro de la provincia de Segovia, enmarcado, al Sur, por el piedemonte gneísico-calcáreo de Pedraza-Prádena, y, al Norte, por el macizo calcáreo de Sepúlveda. El rasgo más singular y sobresaliente que caracteriza a estos valles es su acusada disimetría morfológica. Las laderas situadas en la margen izquierda de los ríos, orientadas al NNE, NE o E, presentan una gran amplitud y una inclinación media muy baja; por el contrario, las laderas de la margen derecha,

orientadas al SSW, SW u W, tienen un desarrollo mucho menor y pendientes más abruptas, estando caracterizadas por la presencia de numerosas y activas cárcavas (Tanarro, 2006). En concreto, estas cárcavas de ladera se modelan sobre potentes niveles arcillo-limo-arenosos de tonos ocres del Mioceno, y constan de varios surcos principales, separados por "interfluvios" relativamente anchos y formas redondeadas, cuya superficie aparece recubierta por lo general de una fina capa de material desagregado y suelto o regolito, de espesor centimétrico, proveniente de la desagregación del sustrato rocoso, y en el que se aprecian las huellas de efímeros "rills" poco marcados. A su vez, los surcos muestran un perfil muy accidentado por la presencia frecuente de escalones rocosos, cuya génesis se relaciona con afloramientos de estratos duros y muy compactados por carbonatos adquiriendo rasgos propios de una verdadera arenisca, o con la presencia de niveles conglomeráticos (Figura 1).



Fig. 1. Ladera escarpada de la margen derecha del valle del Duratón, fuertemente disectada por la arroyada concentrada.
Steep-slope on the right side of the Duraton valley, dissected by strong gully erosion

La altitud media de área se mantiene en torno a los 1000 m. La precipitación media anual es de 520,2 mm, a partir de los datos registrados por la estación pluviométrica de Sepúlveda (periodo 1961-2003) y localizada a unos 5 km de las laderas acarcavadas, mientras que la temperatura media anual, a partir de los registros de las estaciones más próximas, se sitúa en 11,5ºC, con 6 meses con temperaturas media de las mínimas inferior a 5ºC y sólo 4 meses (de junio a septiembre) libre de heladas. Por su parte la superficie de las laderas aparece recubierta por un tapiz vegetal compuesto por pastizal ralo, destacando el predominio de matas espinosas o aulagas (*Astragalus granatensis*), junto con rodales de sabina albar y encinas.

3. MATERIAL Y MÉTODOS

El procedimiento experimental para caracterizar el régimen térmico de la capa superficial del suelo o regolito, que se ha llevado a cabo en las cárcavas del valle de Duratón, y en especial, en las del Caslilla, se inició a finales de diciembre de 2009, continuándose hasta la actualidad. Éste ha consistido en la instalación de una red de registradores de temperatura (modelos *UTL-1*, *HOBO Pendant*, *HOBO Pro-U23v2*): (a) dos termómetros para el registro de la temperatura del aire (uno de ellos se acompañó a su vez del registro de la humedad relativa), y (b) varios termómetros para registrar la temperatura del suelo, que se han colocado enterrados en el regolito (en alguna posición a varias profundidades) y en diferentes exposiciones (solana-umbría), así como en alguna grieta.
El análisis estadístico de los registros termométricos ha hecho especial hincapié en las temperaturas mínimas, en la cuantificación y clasificación de las heladas (distribución a lo largo del año), así como en la distribución de los ciclos de hielo-deshielo, que permitan establecer relaciones entre la temperatura del aire y suelo con la dinámica y actividad geomorfológica. Para ello, se ha realizado un seguimiento fotográfico periódico mediante la toma de fotografías convencionales que permitan controlar los cambios en la morfología de las superficies y "paredes" de las cárcavas.

4. RESULTADOS

A partir de los registros sistemáticos de la temperatura generados y tratados estadísticamente, en este trabajo se presentan los datos medios y extremos de la temperatura del aire y del suelo, así como el número e intensidad de las heladas para los años 2010, 2011, 2012, aunque no se han conseguido series completas para los tres años (Tabla 1).

4.1. La temperatura del aire: oscilación térmica y número de heladas

La temperaturas medias anual del aire varían entre unos 3ºC (enero) y 26ºC (julio), situándose la media anual en torno a los 13ºC, si bien las mínimas absolutas suelen superar los -10ºC, siendo los meses de enero, febrero y diciembre donde se alcanzan los valores más elevados. Las oscilaciones térmicas diarias en estos meses oscilan según los años entre los 5 y los 23ºC, determinando así unas condiciones propicias para la ocurrencia de heladas, que suelen superar los 60 días al año, aunque en el año 2012 se acercaron a casi 100 días/año, siendo el mes de febrero el que por término medio experimenta un mayor número de heladas para los tres años considerados (Tabla 1).

Tabla 1. Temperaturas medias y extremas anuales y número de días de helada al año del aire y del suelo.
Table 1.Annual average and extreme temperatures of air and surface and number of frost shattering days per year

	Temperatura aire (Vellosillo-1). ºC					Temperatura aire (Vellosillo-2). ºC				
Año	**T media mens**	**T máx abs**	**T mín abs**	**Días helada/año**	**Nº -5<H≤-2**	**T media mens**	**T máx abs**	**T mín abs**	**Días helada/año**	**Nº -5<H≤-2**
2010	12,46	42,16	-13,10	74	24	11,16	37,49	-14,28	71	20
2011	13,61	40,64	-11,2	63	27	12,95	35,23	-10,97	65	29
2012	12,57	41,34	-9,94	87	38	11,47	38,53	-10,40	94	38
	Caslilla-Vellosillo "surface" La Fuente (ºC)					**Duratón "surface" La Rinconada (ºC)**				
Año	**T media mens**	**T máx abs**	**T mín abs**	**Días helada/año**	**Nº -5<H≤-2**	**T media mens**	**T máx abs**	**T mín abs**	**Días helada/año**	**Nº -5<H≤-2**
2010	12,13	36,58	-2,49	16	2	15,54	35,70	-2,61	15	3
2011	13,47	35,11	-2,22	15	1	14,48	38,49	-5,74	31	16
2012	12,58	41,15	-3,87	44	16	14,56	39,28	-7,92	30	14
	Caslilla-Solana (exposición sur). ºC					**Caslilla-Umbría (exposición norte). ºC**				
Año	**T media mens**	**T máx abs**	**T mín abs**	**Días helada/año**	**Nº -5<H≤-2**	**T media mens**	**T máx abs**	**T mín abs**	**Días helada/año**	**Nº -5<H≤-2**
2012	13,16	46,08	-4,88	64	29	11,28	41,11	-5,49	53	17

4.2. La temperatura del suelo: el estado térmico del regolito

Los registradores de temperatura se han enterrado en el "regolito" de las cárcavas, que está constituido por una fina capa de apenas 5 cm de espesor de material desagregado, constituido por granos de arena y pequeños aglomerados de arcilla, así como diminutas concreciones esferoidales calcificadas (Tanarro, 2006), adquiriendo el típico aspecto de "*popcorn*". Aunque la temperatura media mensual del suelo arroja valores similares a la temperatura media del aire (alrededor de los 12,5ºC), en cambio el número de oscilaciones térmicas en torno a los 0ºC se reduce de manera importante, determinando un menor número de ciclos de hielo-deshielo (Tabla 1), caracterizados por amplitudes medias diarias superiores a los 4ºC. En el invierno de 2012 se registraron un mayor número de heladas (13 y 25 en los meses de enero y febrero respectivamente), destacando algunas de ellas por su apreciable intensidad, con temperaturas que oscilaron entre los -2 y -5ºC.

4.2.1. La temperatura del suelo en diferentes exposiciones.

El análisis de los datos muestra claramente como las oscilaciones térmicas en las paredes expuestas a la umbría (exposición Norte) son más atenuadas (Figura 2), registrándose incluso un menor número de ciclos de hielo-deshielo.

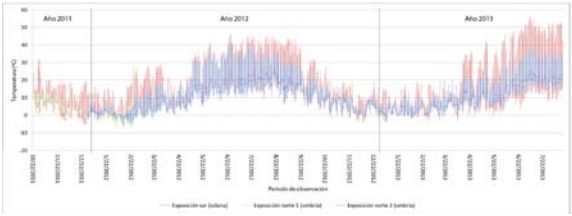


Fig. 2. Evolución de las temperaturas diarias del suelo en diferentes exposiciones.
Evolution of daily ground surface temperatures at north and south aspects

En cambio, en las paredes orientadas a solana (exposición Sur) los ciclos son algo más numerosos (64) y de mayor intensidad (Tabla 1), y mayor la oscilación térmica debido a la mayor radiación directa o insolación recibida, tal como se observa en otras áreas, superándose incluso la oscilación térmica del aire (Nadal et al., 2006).

5. CONCLUSIONES

La monitorización continua de la temperatura del aire y del regolito ha confirmado el número apreciable de ciclos de hielo-deshielo que parecen jugar un papel fundamental en la meteorización física de los materiales en los que se modelan las cárcavas estudiadas.



Fig. 3. Cambios morfológicos en el interior de una cárcava.
Geomorphological changes within a gully

Así, tal como se observa en la figura 3, la fotografía tomada el 28 de diciembre de 2011, muestra el resultado de una serie de ciclos de hielo-deshielo registrados en la última quincena del citado mes, y se manifiestan en un pequeño desprendimiento de un fragmento rocoso y en la caída de escamas o láminas del sustrato rocoso de las paredes orientadas al sur, mientras que en la vertiente opuesta, la activa segregación de agujas de hielo en el regolito provoca -tras repetidos ciclos de hielo-deshielo- su progresiva reptación y movimiento en masa hacia el fondo del canal.

La dinámica de vertientes sobre las paredes de las cárcavas por la acción de las heladas afecta en especial a los escalones o pequeños escarpes rocosos, generalmente encarados a solana, que accidentan el perfil longitudinal de las cárcavas, que presentan como característica una superficie muy cuarteada pero limpia de regolito.

REFERENCIAS

Descroix, L. y Olivry, J.C. 2002. Spatial and temporal factors of erosion by water of black marls in the badlands of the French Southern Alps. *Hydrological Sciences Journal*, 47(2): 227–242.

Gallart, F.; Balasch, J.C.; Regüés, D.; Soler, C. y Castelltort, X. 2005. Catchment dynamics in a Mediterranean mountain environment: The Vallcebre research basins (southeastern Pyrenees) II: Temporal and spatial dynamics of erosion and stream sediment transport. En: Garcia, C. y Batalla, R. (eds.) *Catchment Dynamics and River Processes: Mediterranean and Other Climate Regions*. Amsterdam: Elsevier, 7–29.

Nadal-Romero, E y Regüés, D. 2010. Geomorphological dynamics of subhumid mountain badland areas –weathering, hydrological and suspended sediment transport processes: A case study in the Araguás catchment (Central Pyrenees) and implications for altered hydroclimatic regimes. *Progress in Physical Geography*, 34(2): 123–150.

Nadal-Romero, E.; Regüés, D.; Martí-Bono, C. y Serrano Muela, P. 2006. Dinámica estacional de los procesos de meteorización en cárcavas del Pirineo Central. *Rev. C & G.*, 20 (1-2), 61-77.

Regüés, D., Llorens, P.; Pardini, G., Pini, R. y Gallart, F., 1993. physical weathering and regolith behaviour in a high erosion rate badland area at the Pyrenees: research design and first results. *Pirineos*, 141-142: 63-84.

Tanarro, L. M. 2006. *Geomorfología de los valles del piedemonte Norte del Sistema Central en su sector segoviano: cuenca del río Duratón.* Colección Tesis Digitales de la Universidad Complutense. Facultad de Geografía e Historia. Universidad Complutense de Madrid. ISBN: 978-84-669-2988-2.

III. MÉTODOS Y TÉCNICAS EN GEOMORFOLOGÍA

PELIGROSIDAD DE DOLINAS DE COLAPSO, "SOPLAOS", EN EL VALLE DE CAMARGO (CANTABRIA)

Sinkhole collapse hazard, Soplaos, in the Camargo valley (Cantabria)

M.F. Cuesta[1], J. Remondo[1], J. Bonachea[1] y F.J. Barba[1]

[1]Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada-Facultad de Ciencias Universidad de Cantabria. Av. Los Castros s/n. 39005 Santander. jaime.bonachea@unican.es

Abstract: The municipality of Camargo (Cantabria) is frequently affected by cover collapse sinkholes, called locally *soplaos*, which produce significant economic losses and social concern. The work aims to develop tools to predict the areas prone to collapse, in order to reduce damages, as well as to improve our knowledge on these processes in a calcareous karst context.
A data base has been constructed in a GIS, including the 88 inventoried collapses and 11 data layers representing the conditioning factors of the process. Several sinkhole susceptibility models have been produced by means of spatial data analysis techniques (favorability functions and simple spatial statistics) and using different variable combinations on the basis of principal component analysis. From the independent evaluation, all models show a good prediction capability when 5 or more variables are used. According to the results, sinkhole processes in the area are strongly related to the fluvial channels.

Palabras clave: dolinas de colapso, modelos de susceptibilidad, peligrosidad de subsidencia.
Key words: collapse sinkholes, susceptibility models, subsidence hazard.

1. INTRODUCCIÓN

En los paisajes kársticos se producen principalmente dos procesos que pueden ocasionar daños importantes: la subsidencia o hundimientos lentos del terreno y, los colapsos, que son movimientos rápidos. Son estos últimos los más frecuentes y los que pueden dar lugar a mayores pérdidas económicas.
En el municipio de Camargo (Cantabria), se producen frecuentemente pequeños colapsos repentinos, denominados localmente "soplaos". Su aparición ha afectado a numerosas edificaciones y causado importantes pérdidas económicas, suscitando un gran interés y preocupación social, cuyo reflejo son las frecuentes noticias sobre el tema en medios de comunicación, la creación de una asociación de afectados o el debate político sobre las responsabilidades ante la reclamación de daños.

1.1. Área de estudio

La zona de estudio está situada al oeste de la Bahía de Santander, en el municipio de Camargo (Fig. 1), abarcando una superficie aproximada de 9 km^2. Se trata de un área de alta densidad de población pero de carácter rural, la cual está atravesada por dos cursos fluviales que desembocan en la bahía.

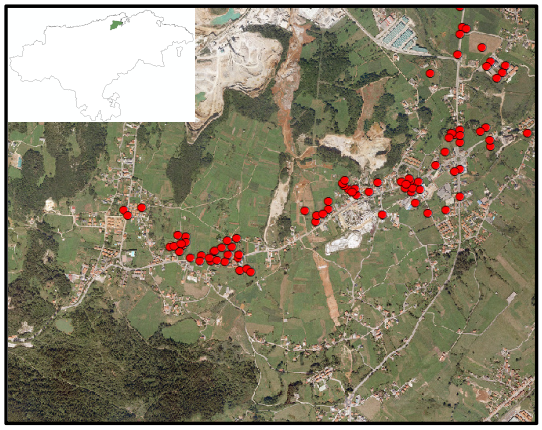


Fig. 1. Situación de la zona de estudio e inventario cartográfico de los colapsos identificados.
Fig. 1. Location of the study area and map of the inventoried collapse sinkholes.

En la zona dominan los materiales calizos del Cretácico (Aptiense), constituyendo relieves intensamente karstificados, atravesados por una red de galerías que permiten la circulación subterránea de agua, cuya recarga se produce en las zonas elevadas. Este karst constituye un

importante acuífero del cual se abastece, en parte, el municipio. A su vez, las partes bajas están formadas por depósitos superficiales de arcillas y limos, en gran medida provenientes de la descalcificación de las calizas, aunque con influencias fluvio-estuarinas.

1.2. Las dolinas de colapso del área de estudio

De acuerdo con la clasificación de Gutiérrez et al. (2008), las dolinas o soplaos que aparecen en la zona son dolinas de colapso que afectan a materiales de cobertera. Dichos movimientos se producen por el hundimiento brusco de la superficie del terreno, debido a la existencia de cavidades interiores que desestabilizan la parte situada por encima, con la consecuente rotura y desmoronamiento del techo, que se propaga hasta la superficie formando un socavón con bordes verticales (Fig. 2).



Fig. 2. Dolina de colapso en el cementerio de Muriedas.
Fig. 2. Sinkhole collapse in Muriedas' cemetery.

En la estabilidad de la cobertera es muy importante el papel que juega el agua subterránea. Cuando el nivel freático está alto, y próximo a la superficie, el agua actúa como un colchón que sustenta la formación superficial. El colapso se desencadena cuando el nivel freático desciende, en cuyo caso desaparece ese efecto. Este descenso del nivel freático puede deberse tanto a la extracción del agua del subsuelo (bombeos) como al estiaje por sequías prolongadas (García-Moreno y Mateos 2001; Pulido-Bosch et al. 2012). Algunas actuaciones antrópicas, como la urbanización, implican un incremento del peso debido a la carga de edificios e infraestructuras, contribuyendo a desencadenar la subsidencia.

1.3. Objetivos

En este trabajo se pretenden desarrollar instrumentos que permitan predecir los lugares más propensos a la aparición de soplaos, de manera que se puedan emprender actuaciones específicas encaminadas a mitigar, al menos parcialmente, las consecuencias negativas para la población de la zona. Para ello se plantea elaborar y evaluar modelos (mapas) de susceptibilidad de dolinas, a partir de las variables causales del proceso, utilizando diversas técnicas estadísticas. Todo ello contribuirá a mejorar el conocimiento sobre los procesos de subsidencia kárstica caracterizados por dolinas de colapso de la cobertera.

2. METODOLOGÍA

Se ha elaborado un banco de datos en un SIG que incluye un inventario de los 88 colapsos o dolinas identificadas, así como un total de 11 variables que se supone condicionan la aparición del proceso. Estas variables están relacionadas con: la geometría, litología, vegetación, red hidrográfica y con elementos de origen antrópico. La resolución espacial de trabajo es de 5 x 5 m. El tratamiento de variables incluye el filtro de errores, la obtención de mapas derivados, el análisis factorial, etc.

Mediante un análisis visual, un análisis de componentes principales (PCA) y el estudio comparativo de curvas de validación se han seleccionado las variables que mejor explican la aparición de dolinas.

El inventario de dolinas se ha dividido aleatoriamente en dos grupos: un grupo para el análisis y el otro para la evaluación. De este modo, se utilizaron 50 dolinas para generar los modelos predictivos y, las 38 restantes, para validar su capacidad predictiva.

La modelización de la susceptibilidad se ha realizado por medio de un análisis estadístico, basado en funciones de favorabilidad, FF (Chung y Fabbri, 1993), en concreto, factor de certidumbre (CF) y la probabilidad condicionada (Bayes). Asimismo, se ha aplicado una técnica geoestadística simple para calcular la densidad espacial. El fundamento de este método reside en el hecho de que las zonas con mayor densidad de dolinas son más propensas a ser afectadas por nuevos colapsos.

Finalmente, se han evaluado los modelos obtenidos con el fin de conocer su capacidad de

predicción, a partir de la generación de curvas de validación.
Una explicación detallada de la metodología utilizada se puede encontrar en Remondo et al. (2003).

3. RESULTADOS

3.1. Variables condicionantes

Las dolinas muestran una distribución paralela a la estructura geológica. Aparecen fundamentalmente en zonas de pradería con elevaciones y pendientes bajas. Existe una relación muy marcada entre la disposición espacial de las dolinas y el trazado del río e, igualmente ocurre con la distribución de las edificaciones y de la red viaria, ambas dispuestas paralelamente al cauce fluvial.
Con el fin de reducir el número de variables de entrada para el análisis de susceptibilidad, se han empleado técnicas PCA cuyos resultados muestran que existen tres componentes principales que explican el 99,33% de la varianza (Tabla 1).

Tabla 1. Porcentaje de varianza, de mayor a menor, a partir del PCA.
Table 1. Variance percentage, from highest to lowest, after PCA.

PC	*Varianza (%)*	*Variable*
PC1	92,88	Distancia al río
PC2	5,14	Distancia a edificios
PC3	1,31	Distancia a carreteras
PC4	0,32	DEM
PC5	0,21	Densidad de carreteras
PC6	0,10	Densidad de edificios
PC7	0,03	Pendiente
PC8	0,01	Curvatura

El primero de los componentes significativos es equivalente a la variable distancia a ríos (0,997 de correlación) y explica casi el 93 % de la varianza. El segundo de los componentes está muy relacionado con la distancia a edificios y el tercero con la distancia a carreteras. Estas variables serán por tanto las que mejor explican la ocurrencia de los colapsos.

3.2. Elaboración de modelos de susceptibilidad

Tal y como se ha comentado anteriormente, las técnicas estadísticas utilizadas son el factor de certidumbre (Fig. 3) y la probabilidad condicionada conjunta, además de un modelo de densidad de dolinas. Las dos primeras se han aplicado para tres conjuntos de factores condicionantes, de tres, cinco y once variables (las 3 y las 5 variables más significativas según el PCA y el total de las 11 variables).
En los modelos obtenidos se puede apreciar que las zonas más susceptibles de dolinas se disponen siguiendo el trazado del río.
El método basado en la densidad de dolinas (Fig. 4) constituye un método alternativo que sirve de contraste a los anteriormente descritos y, a diferencia de ellos, no requiere el uso de variables condicionantes. La evaluación de este modelo de densidad muestra que la predicción es buena, no habiendo diferencias significativas en comparación con los modelos basados en FF.

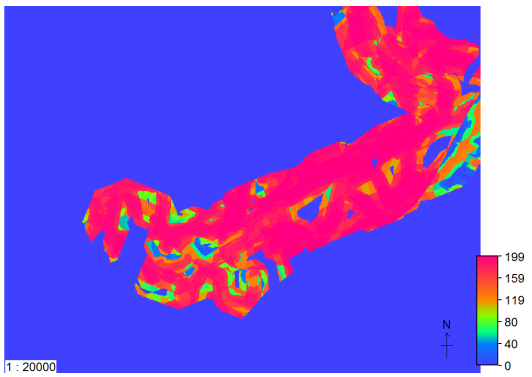


Fig. 3. Modelo de susceptibilidad elaborado mediante la función factor de certidumbre, utilizando las variables distancia a ríos, edificios y carreteras, MDE y litología.
Fig. 3. Susceptibility model obtained by means of certainty factor and using the variables distance from rivers, buildings and roads, DEM and lithology.

3.3. Evaluación de los modelos de susceptibilidad

Se ha llevado a cabo una evaluación de todos los modelos de susceptibilidad elaborados. Dicha evaluación es necesaria para determinar el valor predictivo de los mismos y, a partir de ello, conocer con qué método se predice mejor y qué combinación de variables ofrece mejores resultados.
Tal y como se observa en la figura 5, las curvas obtenidas son muy similares. La mayoría de ellas predice más del 80% de dolinas de la muestra de validación, en el 20% de la superficie de estudio más susceptible. Los modelos con mejor capacidad de predicción son

los elaborados mediante la función Bayes y CF, utilizando 11 y 5 variables (que incluso superan el 95% de dolinas predichas con el 20% del área más susceptible); en unos tramos se comportan mejor unos modelos y en otros tramos, otros. El empleo de once variables no mejora los resultados obtenidos, sin embargo los modelos elaborados con tres variables son algo peores, un 7% de diferencia a pesar de que el PCA sugería inicialmente lo contrario.

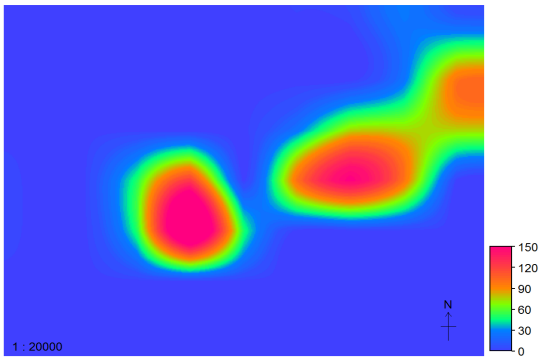


Fig. 4. Modelo de susceptibilidad de dolinas basado en la densidad de colapsos.

Fig. 4. Sinkhole susceptibility model based on collapse density.

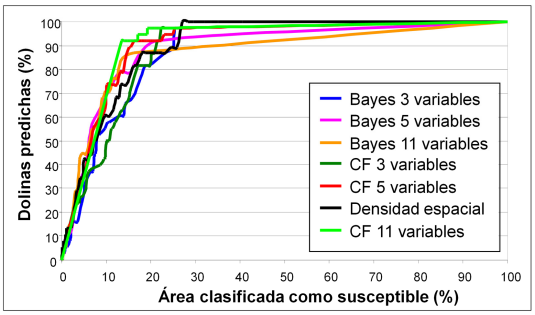


Fig. 5. Curvas de validación para los diferentes modelos de susceptibilidad obtenidos.

Fig. 5 Validation rate curves for the different susceptibility models obtained.

3.4. Mejora del conocimiento del proceso

La mayor parte de las dolinas están ubicadas en el entorno de los cauces fluviales por lo que es razonable pensar que están relacionadas genéticamente con los ríos. En el pasado, el agua fluvial erosionó (karstificó) el substrato calizo, produciéndose cavidades rellenas también en parte por el curso fluvial (sedimentos fluvio-estuarinos). Actualmente, los ríos circulan más al sur pero las cavidades están algo más al norte, por lo que podría pensarse en una migración de los canales hacia el sur. En general, tanto las cavidades como el relleno están saturados de agua, constituyendo un acuífero. El agua contribuye a sustentar la cobertera, de manera que las extracciones intensivas de agua subterránea facilitan el colapso y la formación de dolinas.

4. CONCLUSIONES

Se han elaborado diversos modelos de susceptibilidad de dolinas, cuya evaluación muestra que tienen una buena capacidad de predicción.

De entre las variables causales, la proximidad a los cauces fluviales parece ser la que más condiciona el proceso. Los mejores modelos son los obtenidos a partir de cinco variables (litología, elevaciones, distancia a ríos, distancia a carreteras y distancia a edificios).

El método descrito puede ser utilizado para la planificación territorial con el fin de disminuir daños futuros.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido llevado a cabo en el marco del proyecto SOE1/P2/F157 (Programa Interreg SUDOE, Unión Europea).

REFERENCIAS

Chung, C.J. y Fabbri, A. 1993. The representation of geoscience information for data integration. Nonrenewable Resources 2, 122-139.

García-Moreno, I. y Mateos, R.M. 2011. Sinkholes related to discontinuous pumping: susceptibility mapping based on geophysical studies. The case of Crestatx (Majorca, Spain). Environmental Earth Sciences 64, 523-537.

Gutiérrez, F., Guerrero, J., Lucha, P. 2008. A genetic classification of sinkholes illustrated from evaporite paleokarst exposures in Spain. Environmental Geology 53, 993-1006.

Pulido-Bosch, A., Delgado, J., Sola, F., Vallejos, A., Vicente, F., López-Sanchez, J.M., Mallorquí, J.J. 2012. Identification of potential subsidence related to pumping in the Almeria basin (SE Spain). Hydrological Processes 26, 731-740.

Remondo, J., González-Díez, A., Díaz de Terán, J.R., Cendrero, A. 2003. Quantitative landslide susceptibility models by means of spatial data analysis techniques; a case study in the lower Deva valley, Guipúzcoa (Spain). Natural Hazards 30, 267-279.

RECONSTRUCCIÓN CUANTITATIVADE LA MORFODINÁMICA FLUVIALMEDIANTE LIDAR Y GPS DIFERENCIAL: LA RAMBLA DE LA VIUDA (CASTELLÓN, ESPAÑA)

Quantitative reconstruction of the geomorphological variability in fluvial systems using LiDAR andGPS: The Rambla de la Viuda ephemeral River (Castellón, Spain).

M. Calle[1], P. Alho[2], X. Rodriguez-Lloveras[1], A. Kukko[3], H. Kaartinen[3]y G. Benito[1]

1 Museo Nacional de Ciencias Naturales, MNCN-CSIC, Madrid; m.calle@mncn.csic.es.
2 TurunYliopisto – University of Turku.Geography and Geology department, Finland.
3 Finnish Geodetic Institute, Finland.

Abstract: Geomorphological analyses have been always pursuing quantitative reconstructionsdue to theclose relationship withsculpting processes.Many techniques such as aerial photography mapping, GPS or laser scanner-based topography can be applied to quantify 1D, 2D or 3Dgeomorphological changes. An integration of these techniques has been used to estimate volumetric changes in a Mediterranean ephemeral river named "Rambla de la Viuda" (Castellón, Spain). The studied reach, whose riverbed ismainly composedbygravelly sediments, is subjected to intense gravel mining.The last significant variation in the river'sbedform morphology took place in March 2013 during a low magnitude flood (maximum discharge recorded: $22 m^3 s^{-1}$). Photographs, GPS and LiDARsurveys, and gravel size measurementswere obtained prior and after the flood. As consequence of the flow, two new transversal gravel bars were developed mainly two composed by gravel particles of 18-20 mm (D_{50}) and 38-40 mm (D_{90}), with anestimatevolume increase of 800 m^3. This morphodynamic assessment shed light not only on the response of Rambla de la Viuda to low-range run-off, but also the better understanding of geomorphic work by low magnitude floods in Mediterranean ephemeral rivers.

Palabras clave: morfodinámica fluvial, rambla, LiDAR, RTK-GPS.
Key words: fluvial morphodynamic, ephemeral stream, LiDAR, RTK-GPS.

1. INTRODUCCIÓN

La morfología de un cauce fluvial es reflejo de los procesos actuantes tanto a escala de cuenca (geología, uso de suelo, topografía), como a escala de tramo (pendiente, carga de sedimento). El estudio de sus variaciones a lo largo del tiempo nos da la oportunidad, no solo de examinar la dinámica del curso fluvial, sino que, además, permite estimar tasas de transporte sedimentario (Brasington et al., 2000). Algunas técnicas usadas recientemente para la estimación cuantitativa (en 1D, 2D o 3D) de estas variacionesson: i) el registro de elevaciones en secciones tomadas con GPS, ii) comparación fotos en campo, aéreas o satelitales y iii) levantamientos topográficos con GPS o LiDAR (Light Detection And Ranging). En este trabajo presentamos las variaciones morfosedimentarias registradas en un curso de régimen mediterráneo.

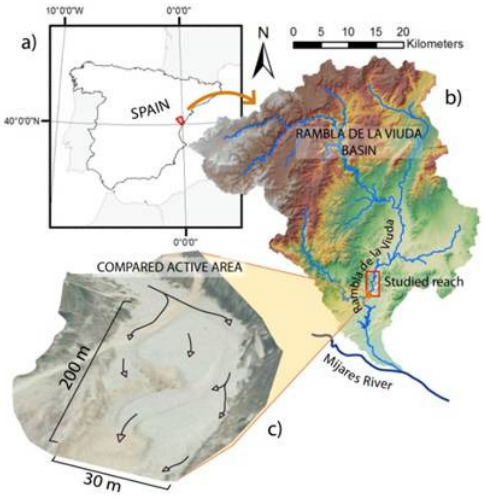


Fig. 1. Localización del área de estudio: a) marco peninsular, b) topografía y localización del tramo estudiado y c) localización del frente activo.
Fig. 1.Location of studied area: a) Iberian Peninsula context, b) elevation model and studied reach location and c) active lobes site.

2. CASO DE ESTUDIO: RAMBLA DE LA VIUDA

La Rambla de la Viuda es un cauce efímero mediterráneo de la provincia de Castellón y afluente del río Mijares, (Figura 1). En esta zona las precipitaciones más importantes se producen en primavera y en otoño, asociadas a células convectivas de mesoescala (Camarasa Belmonte y Segura Beltrán, 2001). Su cuenca de drenaje presenta forma circular y de mayor superficieque las ramblas contiguas (1523 km^2), factores que condicionan la magnitud de las avenidas, poniendo en riesgo en diversas ocasiones la seguridad de la presa de María Cristina, situada justo aguas abajo del tramo estudiado (Machado et al., 2012).

Las morfologías de lecho que se observan hoy en día en la Rambla de la Viuda son en su mayoría bastante recientes y están compuestas por gravas que se configuran como un cauce de tipo mixto con barras laterales alternas. Tras haberse extraído gravas en el 45% de la superficie total activa en 1997, la avenida del año 2000 (con 640 m^3s^{-1}) fue capazde volver a restituir un cauce de aspecto natural. Desde entonces, el balance de sedimentos ha estado sujeto a la relación entre extracción y transporte de carga de fondo durante las avenidas, quedando un frente activo del río (límite que separa la zona extraída por completo y las primeras barras de gravas activas) a unos 3 km aguas arriba de la cola del embalse de María Cristina. Es precisamente este frente (Fig. 1c) en el que se centra este trabajo, aunque el contexto general del estudio comprende un tramo total de unos 10 km (Figura 1b).

3. METODOLOGÍA

Las técnicas principales utilizadas para este estudio han sido: i) obtención de topografías de detalle con Mobile Laser Scanner (MLS) y LiDAR aéreo –abarcan el tramo total estudiado y sirvencomo superficie de partida con la que comparar las topografías obtenidas con GPS; ii) obtención de topografías del frente activo mediante RTK GPS (Real Time Kinematic Global Positioning System o GPS diferencial) –la información obtenida de los esquemas geomorfológicos permite la obtención de puntos en las partes medias y en los cambios de pendiente significativos de las superficies del frente estudiado; iii) caracterización granulométrica del sedimento en los elementos constituyentes del frente activo siguiendo las indicaciones descritas por Wolman (1954) –recogiendo 50 cantos y anotando el tamaño de sus ejes a una distancia de 0.5 m (en línea recta, sobre una cinta métrica dispuesta a lo largo de las barras, y siguiendo el sentido de la corriente); y iv) modelización hidráulica con el software HEC-RAS 4.1–con el fin de obtener la relación entre caudal, velocidad y profundidad en la zona del frente.

4. RESULTADOS

El evento de escorrentía analizado tuvo lugar del 5 al 17 de marzo de 2013. En la estación de aforo de Vall d'Alba (18 km aguas arriba del frente estudiado) se registró un caudal punta de 22 m^3s^{-1} durante este evento.

Las topografías obtenidas en 2012 (figura 2.a) y 2013 (figura 2.b) muestran la morfología previa y posterior a dicha avenida. A partir de las topografías y del contaje de cantos (tabla 1) se ha descrito la configuración geomorfológica y la caracterización granulométrica de los elementos del frente activo.

La barra **B1** se encuentra en la parte central del complejo, es la de mayor entidad y presenta una potencia de 1.7 m en su parte central. Tras la avenida, se observa un depósito en su parte superior izquierda de 0.3 m y una erosión de hasta 0.5 m en la parte frontal, debido al ensanchamiento del canal (CB).

La barra **B3,** de 1m de espesor, se sitúa en el canal que discurre encajado en la parte derecha de la barra B1. Prograda 20 m a consecuencia de la avenida, erosionando levemente su superficie y depositando hasta 1.5m en dicha parte. La barra **B2** se eleva 0.4 m sobre la barra anterior yse encuentra entre ésta y el flanco derecho de B1. Presenta una pequeña progradación tras la avenida. La barra **B5** es una barra lateral que se encuentra a 0.5 m sobre la parte izquierda del canal CA y permanece inalterada durante la avenida. Las barras **B6** y **B7** se encuentran en la parte distal izquierda del complejo y presentan potencias de 1 y 0,5 m respectivamente. La B7 aparece encajada unos pocos decímetros en la parte derecha de B6. Tras la avenida se depositan hasta 0.5 m de gravas y se unifican en una misma superficie.

Las barras **B8** y **B9** se sitúan en la parte distal del complejo, siendo ambas barras de nueva generación, y presentan espesores entre 0.4 y 1.2m. La B9, se sitúa encajada en torno a 0.3 m a la izquierda de la B8 (barra lateral), constituyendo el canal de esta nueva parte distal. El canal principal en su tramo superior (**CA**) e inferior (**CB**) presenta una anchura constante de 10 m. Sin embargo, tras la avenida, se observa un ensanchamiento al comienzo de cada uno de los tramos, variando su anchura de 10 a 20 m.

La comparación topográfica (Fig. 2.c) permite cuantificar los espesores depositados y erosionados en el frente activo. De esta forma se ha calculado que el volumen de grava (acumulación menos erosión) introducido tras el evento, en el sector monitorizado, ha sido de aproximadamente 800 m^3. La tabla 1 y la figura 2 muestran una distribución de tamaños mayor en la parte superior del canal principal (CA) y en la B1, situados ambos en la parte proximal del complejo. Los elementos CB, B2, B3, B6, B8 y B9, presentan una distribución bastante regular (las medias de sus diámetros se acotan entre 20 y 27 mm). Por último, las barras B5 y B7 son las que contienen gravas de menor tamaño (media de 17 mm).

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las barras B8 y B9, formadas completamente en este evento de escorrentía, presentan un D_{90} de 38 y 40 mm. El diagrama de Hjulström (1935) relaciona este tamaño con un umbral de velocidad mínimo de transporte de 0.6 ms^{-1}. Las velocidades obtenidas para las zonas donde se emplazan B8 y B9, con un valor de caudal similar a la del evento de marzo (20 m^3s^{-1}), fueron parecidas (0.6-0.7 ms^{-1}). Estas velocidades se encuentran en el umbral de transporte de partículas del tamaño encontrado en B8 y B9 y por lo tanto indica que el caudal mínimo con el que se movieron estas gravas es efectivamente 20 m^3s^{-1}. Sin embargo, la comprobación en campo de los restos de flotantes (*High Water Marks*) indicó que la altura del agua debía haber cubierto, al menos, la parte superior de la barra central (B1). Según los modelos, el caudal más bajo necesario para que se dé este hecho es de 50 m^3s^{-1}. Las velocidades obtenidas con este caudal llegaron a 2.5 m^3s^{-1} en las zonas de canal (CA y CB) hasta justo aguas abajo de la barra B1. Estas velocidades más altas podrían explicar las erosiones obtenidas en la parte final de B1 y la granulometría obtenida en CA. El descenso brusco de la velocidad al desconfinarse el flujo tras rebasar por completo la barra central ($1m^3s^{-1}$) explicaría también el transporte de los tamaños encontrados en las barras distales (B8 y B9). El valor de caudal máximo que pasó por la zona de estudio es, por tanto, 2,5 veces mayor que el registrado en la estación de aforo de Vall d'Alba; dado que la cuenca aguas arriba de esta estación de aforo constituye más del 70% de la superficie que drena en el frente estudiado. Esta diferencia podría deberse al aumento de intensidad de la precipitación hacia la parte sur de la cuenca. El registro de pluviometría muestra efectivamente valores de 20-30 lm^{-2} en la zona norte y 60-70 lm^{-2} hacia el sur de la cuenca.

Tabla 1. Distribución de tamaños (mm) y velocidades de flujo (ms^{-1}) sobre las barras con los dos caudales modelizados (20 y 50m^3s^{-1})

Table 1. Grain size (mm) distribution and flow velocity (ms^{-1})above each bar at the two modelized discharges (20 and 50 m^3s^{-1}*)*

Year	Bar	Mean	D_{50}	D_{84}	D_{90}	Flow vel. at 20	Flow vel. at 50
2013	B8	20	18	35	38	0.7	1.4
	B9	23	20	31	40	0.6	1.4
2012	B5	17	12	21	33	0.8	1.3
	B7	17	14	22	25	0.6	1.1
	B6	22	17	37	40	0.6	1.1
	B2	24	17	33	39	0.25	1
	B3	27	17	34	41	0.7	1.2
	CB	23	18	29	36	0.9	1.2
	B1	34	22	41	69	No flow	1.6
	CA	61	30	101	140	1.8	2.8

Desde un punto de vista geomorfológico la progradación de este frente activo, y de las barras que lo componen, se produce de una forma peculiar, dada su singular condición de límite entre la zona con y sin sedimento. Esta condición induce a este complejo a progradar de una forma parecida a un complejo deltaico. A su vez, se ha observado que la morfología del valle juega un papel fundamental en su progradación, por lo que también presenta características propias de un río. Las topografías de la figura 2a y 2b muestran cómo, a la vez que el complejo de lóbulos

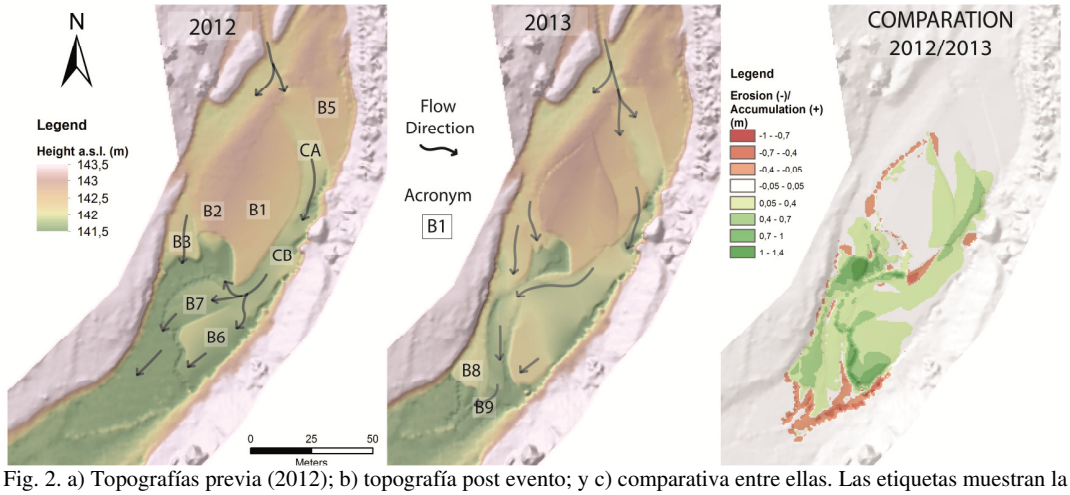


Fig. 2. a) Topografías previa (2012); b) topografía post evento; y c) comparativa entre ellas. Las etiquetas muestran la localización de los elementos estudiados.

Fig. 2. Previous topography (a), post-event topography (b) and comparison between both topographies (c). Labels show the studied elements.

(característicos de un delta) migra lateralmente, la presencia de las laderas del valle dirigen la progradación aguas abajo. Analizando en detalle la migración individual de un lóbulo-barra se observa que éstos son funcionales hasta que, debido al desconfinamiento del flujo, la velocidad no es lo suficientemente grande como para continuar con el desplazamiento de los cantos que lo componen. A continuación, el flujo se confina de nuevo en uno o ambos flancos del elemento anterior, aumentando su velocidad y fuerza de corte para continuar con la progradación de un segundo lóbulo lateral.

De esta forma, la combinación de las técnicas utilizadas aquí ha demostrado ser una metodología efectiva para cuantificar los cambios geomorfológicos producidos por un evento de baja intensidad. A su vez, la cuantificación de esta actividad ha puesto de manifiestouna gran la disponibilidad de sedimento. Hecho que podría relacionarse con la ausencia de una coraza superficial en las barras, tal y como se observa en otros ríos efímeros mediterráneos (García y Vide, 2001). Así pues, se planea aplicar esta metodología en el tramo total estudiado de la Rambla de la Viuda. Este avance en el conocimiento de la respuesta de la Rambla de la Viuda a todo tipo de eventos hidrológicos permitirá no solo determinar el balance sedimentario en este tramo

sino también mejorar nuestro conocimiento sobre el papel de los eventos de baja vs. alta magnitud en la dinámica geomorfológica de ríos efímeros mediterráneos.

Agradecimientos

Este estudio se ha realizado con financiacióndel proyecto CLARIES (CGL2011-29176).

REFERENCIAS

Brasington, J., Rumsby, B. T., yMcVey, R. A., 2000, Monitoring and modelling morphological change in a braided gravel-bed river using high resolution GPS-based survey: Earth Surface Processes and Landforms, 25 (9), 973-990.

Camarasa Belmonte, A. M., ySegura Beltrán, F., 2001, Flood events in Mediterranean ephemeral streams (ramblas) in Valencia region, Spain: Catena, 45(3), 229-249.

García, C., and Vide, J. P. M., 2001, Caracterización granulométrica del lecho móvil de un río de gravas efímero: Aplicación a un tramo de la riera de Les Arenes.Acta Geológica Hispánica, 36 (1-2), 137-147.

Hjulström, F., 1935, Studies of the Morphological Activity of Rivers as Illustrated by the River Fyris: Inaugural Dissertation, Almqvist & Wiksells.

Machado, M. J., Benito, G., Rico, M. T., Sánchez-Moya, Y., ySopeña, A., 2012, Controles climáticos y ambientales en los registros de paleocrecidas de la Rambla de la Viuda (Castellón), Avances de la Geomorfología en España 2010-2012, 437-444.

Wolman, M. G., 1954, A method of sampling coarse river-bed material, American Geophysical Union, 35 (6), 951-956.

EARTH-FLOW SUSCEPTIBILITY ASSESSMENT IN THE MARVELLO RIVER BASIN (SICILY, ITALY)

C. Conoscenti[1], M. Ciaccio[2], S. Angileri[1], N.A. Caraballo-Arias[2], Á. Gómez-Gutiérrez[3], E. Rotigliano[1] and V. Agnesi[1]

[1]Department of Earth and Marine Sciences (DISTEM), University of Palermo, Via Archirafi 22, 90123 Palermo, Italy – christian.conoscenti@unipa.it

[2]Department of Agricultural and Forestry Sciences, University of Palermo, Italy

[3]Geoenvironmental Research Group, University of Extremadura, Spain

Abstract: In this study, statistical models of earth-flow susceptibility were prepared using logistic regression. The analyses were carried out in a small (51 km^2) basin of western Sicily, where 1,376 earth-flows were identified. To predict the spatial distribution of the mapped landslides, outcropping lithology and seven topographic attributes were exploited as explanatory variables. Before calculating these variables, a reconstruction of the pre-failure topography was performed. To evaluate the predictive skill and the robustness of the models, two groups made of five random subsets of earth-flows and stable cells were prepared. Absences of the first group were selected as individual cells whereas those of the second group where picked up using circular areas randomly distributed within the stable portions of the basin. The largely satisfactory accuracy and stability of the models demonstrated the reliability of the reconstructed pre-landslide topography. Furthermore, models prepared with the circular groups of absences showed better predictive skills.

Key words: Landslide susceptibility; Earth-flows; Geographic Information Systems (GIS); Logistic regression; Sicily

1. INTRODUCTION

The statistical modeling of landslide susceptibility relies on the assumption that new failures are more likely to occur under the same environmental conditions that led to landsliding in the past (Carrara et al., 1995). Hence, if the objective is to identify statistical relationships between terrain morphology and occurrence of landslides, the pre-failure topography has to be defined. Since slopes are modified by landslide occurrence, this task is not easily achievable if the date of the events is unknown, as happens when a landslide archive is prepared by visual interpretation of aerial/satellite imagery. To solve this problem, many investigators proposed to relate the occurrence of slope-failures to the topography of their surroundings (e.g. Süzen and Doyuran, 2004; Conoscenti et al., 2008; Nefeslioglu et al., 2008; Bai et al., 2010; Rotigliano et al., 2011; Costanzo et al., 2012, 2014). Conversely, Gorum et al. (2008) employed a reconstructed pre-landslide topography to calculate the probability of occurrence of deep-seated landslides.

In this research, Logistic Regression (LR; Hosmer and Lemeshow, 2000) was employed to evaluate susceptibility to earth-flows in a basin of Sicily. This method has been among the most adopted for assessing landslide susceptibility in the recent past (e.g. Ohlmacher and Davis, 2003; Lee, 2005; Van Den Eeckhaut et al., 2006; Nefeslioglu et al., 2008; Bai et al., 2010; Atkinson and Massari, 2011; Costanzo et al., 2014). To investigate the relationships between landslide occurrence and terrain morphology we carried out a reconstruction of the pre-failure topography. Moreover, as LR requires both presences and absences, we tested two different methods of selecting the negative cases. Hence, the main goals of the research are: i) to achieve accurate models of earth-flow susceptibility in the study area; ii) to verify the reliability of the reconstructed topography; iii) to compare the two methods adopted to select the absences.

2. MATERIALS AND METHODS

2.1. Study area

The experiment was carried out in the basin of the Marvello River, which is a tributary of the Belice River (Fig. 1). The basin extends for 51 km^2 in a hilly sector of western Sicily, characterized by gentle slopes and large

outcrops of clays and marls. Water erosion and mass movements are the dominant denudation processes in the basin. Landslides mainly consist of earth-flows that are typically triggered by intense rainfall events occurring in autumn and winter. Earth-flows cause a serious economic damage to farmers as they reduce the extent of land surface available for cultivation.

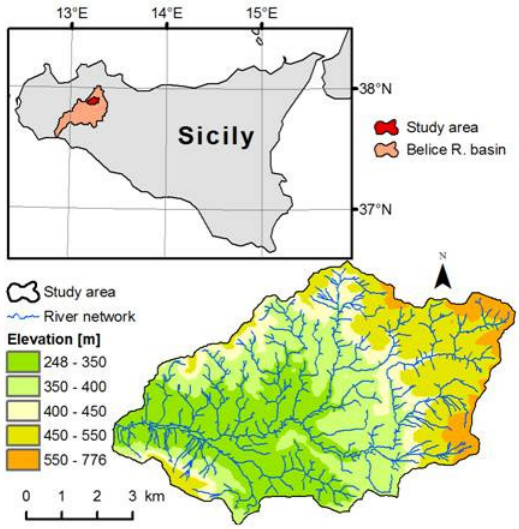


Fig. 1. Location and elevation of the study area.

2.2 Earth-flow inventory

An inventory of 1,376 earth-flows (average size: 3,335 m^2) occurred in the basin was prepared by analyzing high-resolution (pixel: 0.25 m) orthophotos dated 2008 and by carrying out field checks. Landslide mapping was also supported by the analysis of contour lines and hillshade images. These were extracted from a Digital Terrain Model (DTM), with a spatial resolution of 2 m, which is also dated 2008. As physical conditions favoring the occurrence of the landslides are those of their initiation zone, we identified the source areas of each of the mapped earth-flows.

2.3 Pre-failure topography

A reconstruction of the pre-failure terrain morphology was performed starting from the DTM cited above. Since this DTM (hereafter called DTM_2008) is more recent than the mapped landslides, we assumed that the elevation of the cells hosting earth-flows has been modified by their occurrence. Hence, a pre-failure DTM (hereafter called DTM_pre) was prepared by changing the values of the cells affected by the earth-flows. The pre-landslide elevation of these cells was calculated by exploiting the interpolation algorithm *topo-to-raster*, which is provided by the software ArcGIS 9.3.

2.4 Statistical modeling

A grid layer with a spatial resolution of 10 m was employed to map earth-flow susceptibility in the basin. For each cell of this layer, the values of the dependent and of the independent variables were defined. The dependent variable is dichotomous: 1 for cells intersecting source areas; 0 for cells outside landslide areas. As explanatory variables we selected outcropping lithology and the 7 topographic attributes, namely: i) elevation; ii) slope angle; iii) catchment slope angle; iv) convergence index; v) Topographic Position Index (TPI); vi) Topographic Wetness Index (TWI); vii) Stream Power Index (SPI). These attributes were extracted from the DTM_pre. SPI was calculated only on river cells and the average value of each stream segment was assigned to the grid cells of its contributing area.

To assess the accuracy of the likelihood models and the robustness of the method, we prepared two groups made of five subsets of presences and absences. The first group, named A, was obtained by joining five random samples of source areas with five samples of absences that were randomly picked up as individual cells (Fig. 2a). The second group, named B, was prepared by combining the same samples of positives of the group A with five samples of negatives that were selected using random circles with a size equal to the average size of the source areas (Fig. 2b). Each of the subsets was used to train a predictive model and to test the models trained on the other four subsets of the same group.

The spatial probability of landslide occurrence was calculated using LR with a backward stepwise selection of the variables. A LR-model was prepared for each of the ten subsets of cells. The predictive performance of these models and their fit to the training data were assessed by preparing Receiver Operating Characteristics (ROC) curves and by computing the area under the ROC curve (AUC). To interpret the AUC values we employed the classification proposed by Hosmer and Lemeshow (2000), who consider a model as

acceptable, excellent or outstanding, if AUC values are higher than 0.7, 0.8 and 0.9, respectively.

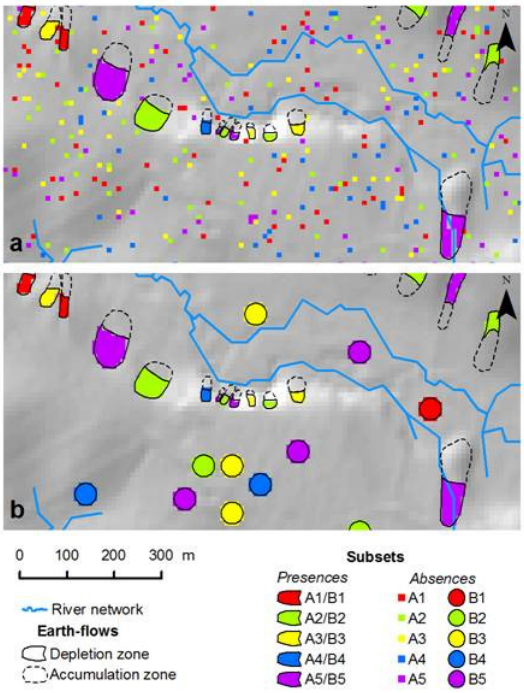


Fig. 2. Presences and absences of subsets A (a) and B (b) in a sample sector of the basin.

3. RESULTS AND DISCUSSION

Fig. 3 shows a portion of the grid layer calculated as the difference between the DTM_pre, which is assumed to reflect terrain elevation before landslide occurrence, and the DTM_2008. The cells of this grid layer have a value of zero outside landslide areas whereas assume positive and negative values within depletion and accumulation zones, respectively.

Table 1 reports the AUC values obtained by comparing each of the ten LR-models and the occurrence of presences and absences within the training subset and the four test subsets.

These values indicate an excellent predictive skill of all the models trained on the subsets of group B (AUC range: 0.819 – 0.866) whereas models calibrated using the A subsets show a slightly lower accuracy that is from acceptable to excellent (AUC range: 0.782 – 0.819).

The goodness-of-fit is excellent for all the models, but again those trained on the B subsets (AUC range: 0.857 – 0.881) have a better discriminating power than the models calibrated on the A subsets (AUC range: 0.802 – 0.827).

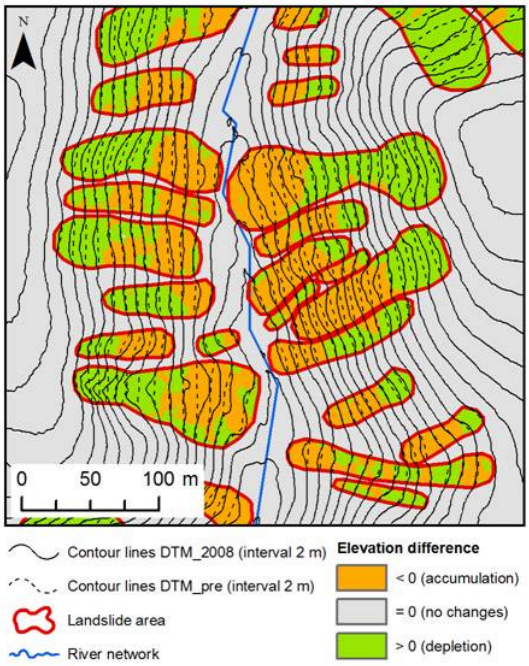


Fig. 3. Grid calculated as the difference between the DTM_pre and the DTM_2008.

Table 1. AUC values calculated for both training (in bold) and test subsets.

	LR-models				
Subsets	LR(A1)	LR(A2)	LR(A3)	LR(A4)	LR(A5)
A1	**0.825**	0.819	0.818	0.816	0.814
A2	0.792	**0.802**	0.782	0.791	0.783
A3	0.813	0.810	**0.823**	0.807	0.803
A4	0.799	0.800	0.796	**0.808**	0.788
A5	0.804	0.806	0.804	0.802	**0.827**
	LR(B1)	LR(B2)	LR(B3)	LR(B4)	LR(B5)
B1	**0.879**	0.862	0.862	0.853	0.860
B2	0.839	**0.861**	0.842	0.836	0.845
B3	0.859	0.866	**0.877**	0.841	0.860
B4	0.838	0.842	0.819	**0.857**	0.827
B5	0.846	0.859	0.843	0.839	**0.881**

However, as the difference between apparent accuracy (measured on the training data) and validated accuracy (measured on the test data) is small for all the models, we can conclude that the procedure has not suffered from overfitting. Furthermore, within both the groups of subsets, the LR-models show a similar predictive skill, demonstrating that the method is robust when

changes of the learning and validation data are performed.

In light of the better performance of the models calibrated on the B subsets, these were used jointly to fit a further LR-model that allowed us to prepare the earth-flow susceptibility map of the Marvello River basin (Fig. 4).

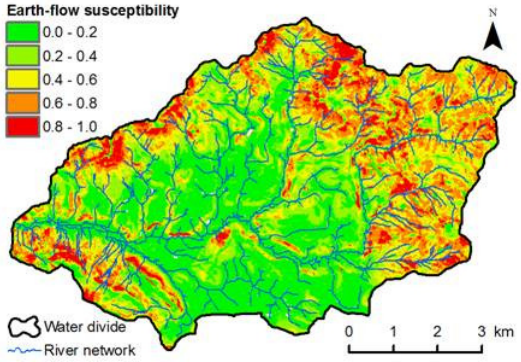


Fig. 4. Earth-flow susceptibility map of the Marvello River basin.

4. CONCLUSIONS

The method adopted allowed us to prepare earth-flow susceptibility models that effectively predict the spatial occurrence of these slope-failures in the study area. Furthermore, the largely acceptable accuracy of the models attests for the reliability of the method used to reconstruct the pre-landslide topography. Finally, the selection of the absences intersecting random circles provided LR-models with a higher accuracy than those trained on absences randomly picked up as individual cells.

Acknowledgements

This research was developed in the framework of the projects: FLUMEN (project number: 318969), funded by the EU (FP7-PEOPLE-2012-IRSES); SUFRA_SICILIA funded by the Department of Earth and Marine Sciences of the University of Palermo and by the Sicilian Government.

REFERENCES

Atkinson, P.M., Massari, R., 2011. Autologistic modelling of susceptibility to landsliding in the Central Apennines, Italy. Geomorphology 130, 55–64.

Bai, S.-B., Wang, J., Lü, G.-N., Zhou, P.-G., Hou, S.-S., Xu, S.-N., 2010. GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping of the Zhongxian segment in the Three Gorges area, China. Geomorphology 115, 23–31.

Carrara, A., Cardinali, M., Guzzetti, F., Reichenbach, P., 1995. GIS technology in mapping landslide hazard, in: Carrara, A., Guzzetti, F. (Eds.), Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards. Kluwer, Dordrecht, pp. 135–175.

Conoscenti, C., Di Maggio, C., Rotigliano, E., 2008. GIS analysis to assess landslide susceptibility in a fluvial basin of NW Sicily (Italy). Geomorphology 94, 325–339.

Costanzo, D., Chacón, J., Conoscenti, C., Irigaray, C., Rotigliano, E., 2014. Forward logistic regression for earth-flow landslide susceptibility assessment in the Platani river basin (southern Sicily, Italy). Landslides.

Costanzo, D., Rotigliano, E., Irigaray, C., Jiménez-Perálvarez, J.D., Chacón, J., 2012. Factors selection in landslide susceptibility modelling on large scale following the GIS matrix method: application to the river Beiro basin (Spain). Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 12, 327–340.

Hosmer, D.W., Lemeshow, S., 2000. Applied logistic regression, Wiley Series in Probability and Statistics, Wiley series in probability and statistics: Texts and references section. Wiley.

Lee, S., 2005. Application and cross-validation of spatial logistic multiple regression for landslide susceptibility analysis. Geosci. J. 9, 63–71.

Nefeslioglu, H.A., Gokceoglu, C., Sonmez, H., 2008. An assessment on the use of logistic regression and artificial neural networks with different sampling strategies for the preparation of landslide susceptibility maps. Eng. Geol. 97, 171–191.

Ohlmacher, G.C., Davis, J.C., 2003. Using multiple logistic regression and GIS technology to predict landslide hazard in northeast Kansas, USA. Eng. Geol. 69, 331–343.

Rotigliano, E., Agnesi, V., Cappadonia, C., Conoscenti, C., 2011. The role of the diagnostic areas in the assessment of landslide susceptibility models: a test in the sicilian chain. Nat. Hazards 58, 981–999.

Süzen, M.L., Doyuran, V., 2004. Data driven bivariate landslide susceptibility assessment using geographical information systems: a method and application to Asarsuyu catchment, Turkey. Eng. Geol. 71, 303–321.

Van Den Eeckhaut, M., Vanwalleghem, T., Poesen, J., Govers, G., Verstraeten, G., Vandekerckhove, L., 2006. Prediction of landslide susceptibility using rare events logistic regression: A case-study in the Flemish Ardennes (Belgium). Geomorphology 76, 392–410.

ESTUDIO DE LAS ALTERACIONES RECIENTE DEL PAISAJE EN EL ÁMBITO FLUVIAL DE MEDELLÍN (BADAJOZ) A PARTIR DEL ANÁLISIS DE VUELOS HISTÓRICOS

Study of the recent changes in the river landscape of Medellin (Badajoz) by analysing historical flight photographs

J.A Pérez[1], M.T de Tena[1],V. Mayoral[2] y J.A Martínez[2]

1 Centro Universitario de Mérida, japerez@unex.es.
2 Instituto de Arqueología de Mérida-CSIC

Abstract: The territory of Medellin (Badajoz), area of high archaeological interest has suffered an intense transformation caused by intensive irrigated agriculture since the late 50s. The most direct effect of this new economic strategy was to hold extensive levelling affecting especially those areas close to the bed of the Guadiana river. At the same time, the geomorphological dynamics of this medium has evolved rapidly, controlling the visibility and preservation of the archaeological record. To value the recent changes in the landscape an analysis and processing of aerial photography series corresponding to several temporary cuts is done by comparing the digital terrain models and orthoimages generated. The aim of this study was to highlight the potential of these techniques in the reconstruction of the physiognomy of the area before, during and after large terrain removals.

Palabras clave: Fotogrametría, dinámica geomorfológica, prospección arqueológica, Medellín (España).
Key words: Photogrammetry, geomorphological dynamic, archaeological survey, Medellín (Spain).

1. INTRODUCCIÓN

El paraje de las amplias vegas fluviales del río Guadiana constituye un magnifico escenario para el estudio de las variaciones del paisaje. En espacios sin barreras topográficas significativas, el curso de éstos experimenta grandes variaciones a través del tiempo, ocultando o destruyendo por completo o parcialmente la evidencia de antiguas ocupaciones. El gran desarrollo socioeconómico experimentado en gran parte de estas áreas que ha propiciado el desarrollo de dinamismos destructivos, tales como la extracción de áridos destinados a la construcción, o de manera más importante la excavación de redes de irrigación y las variaciones de la superficies topográficas como nivelaciones con el objeto de implementar cultivos de altos ritmos productivos. La combinación de estos factores presenta indicadores vacíos de información en estudios superficiales arqueológicos, difícilmente atribuibles a actividades humanas de épocas remotas. También con frecuencia en este tipo de entornos la presencia de materiales está relacionada con el arrastre o la remoción de los depósitos originales, más que a la existencia de verdaderas áreas de actividad. El interés de este estudio se centra en cartografiar esta diversidad de escenarios, delimitando espacialmente las zonas más problemáticas y aquellas que aún encierran un mayor potencial. Se utiliza como herramienta los fotogramas correspondientes a varios cortes temporales que nos muestran los cambios producidos en el paisaje desde los años 40 hasta la actualidad. Los fotogramas aéreos más antiguos de los que se tiene constancia para nuestra zona de estudio fueron realizados por el ejército norteamericano en los años 1945-46 y 1956-57. Se pretende mostrar es este estudio cómo la restitución fotogramétrica asistida por la tecnología geoespacial nos abre un campo con enorme potencial para valorar, con un enfoque multitemporal, las posibilidades de identificación y cuantificación de cambios en el paisaje.

2. ZONA DE ESTUDIO

El área de estudio se sitúa en el entorno de Medellín, pequeña población situada a orillas del río Guadiana y en medio de una extensa comarca agraria de la provincia de Badajoz, en el suroeste de la Península Ibérica tal y como se muestra en el plano de situación de la figura 1.

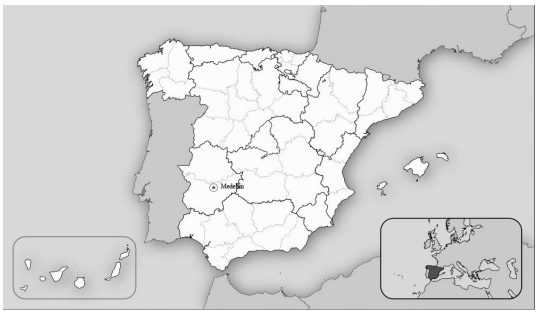


Figura 1. Localización del área de estudio.
Location of the study area.

Desde el punto de vista fisiográfico, la variedad de litología presente en la zona, con desigual respuesta ante la erosión, da lugar a un marcado modelado diferencial. Las áreas de principales relieves correspondientes a las rocas resistentes (cuarcitas fundamentalmente), que dan lugar a sierras como la de Yelbes y Ortigas con formas de cuestas. La degradación de estos relieves ha originado cerros cónicos de vertientes coluvionadas como el de Medellín. En las zonas de relieves graníticos, la red de drenaje ha modelado áreas de berrocales y extensas capas de regolito cuya denudación posibilita el desarrollo de una serie de relieves residuales. Los materiales detríticos terciarios (conglomerados areniscas y arcillas), con una estructura tabular poco definida, se sitúan discordantes sobre el zócalo granítico o paleozoico. Corresponden al Neógeno, (Ramírez, 2008) y presentan un importante desarrollo, quedando cubiertos en parte por los depósitos cuaternarios fluviales, así como extensos depósitos de arenas muy bien seleccionadas que ocupan ambos márgenes del río.

Los usos del suelo en la zona son variados, aunque es la agricultura de regadío el uso más frecuente, representando el 79 % de la superficie total. Dentro de la agricultura de regadío, la implantación del cultivo del arroz es de especial importancia debido a las drásticas transformaciones topográficas del terreno que supone la adecuación del mismo.

3. METODOLOGÍA

En este apartado se van a describir los diversos procesos fotogramétricos llevados a cabo con el objetivo de generar los modelos digitales del terreno y las ortofotografías. El procesamiento de datos se ha realizado con el software Photomod 5.0, utilizándose fotogramas de un total de tres vuelos fotogramétricos para el registro temporal de la zona de trabajo, con una superficie de ocupación aproximada de la zona de estudio de 6700 ha.

El primer vuelo utilizado ha sido el denominado "vuelo americano B", realizado entre los años 1956 y 1957. El formato de estas fotografías es vertical con escalas aproximadas comprendidas entre 1/30000 y 1/35000, quedando cubierta la zona de estudio por un total de cuatro fotografías de una única pasada. Por lo que respecta al segundo vuelo, fue realizado en 1984 por el Centro Cartográfico y Fotográfico del Aire (CECAF) a una escala aproximada de 1:30000, con película pancromática, utilizándose cinco fotogramas de una pasada. Estos dos vuelos se digitalizaron con una resolución de 20 micras y se observaron anomalías geométricas y radiométricas como consecuencia de su estado de conservación y la imposibilidad de utilizar los negativos originales para su correcta digitalización por su inexistencia. Finalmente se utilizaron los fotogramas del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA), capturados en el 2005-2006 con escala 1:30000 y en formato color. Al contrario que en los anteriores vuelos, los problemas radiométricos y geométricos encontrados fueron depurados mediante diferentes técnicas (Pérez et al. 2008). Se utilizaron un total de dos pasadas con cuatro fotografías cada una para cubrir la superficie total del trabajo y fueron digitalizadas con una resolución de 14 micras.

A la hora de realizar las orientaciones internas y al no disponer en los dos primeros vuelos de certificado de calibración de las cámaras, se tuvieron que generar ambos, partiendo de las coordenadas medidas de cada una de las marcas fiduciales obtenidas a partir de la medición en el sistema píxel de las mismas, y el establecimiento del sistema fiducial mediante

ajustes mínimos cuadráticos de intersecciones de rectas. Los errores medio cuadráticos obtenidos para el vuelo de 1956-57 fueron inferiores a las 17 micras ($\sigma_{xy} \leq 17 \mu m$) y para el vuelo de 1984 de 12 micras ($\sigma_{xy} \leq 12 \mu m$).

La precisión de las orientaciones del vuelo del año 2005 se ha considerado adecuada atendiendo a los valores proporcionados por la administración de acuerdo al pliego de condiciones técnicas exigidos tanto en la aerotriangulación como en la generación del modelo digital, siendo los valores obtenidos para la orientación interna de 10 micras y para el proceso de triangulación aérea de 0,40 m para planimetría y altimetría.

Por lo que respecta a los dos fotogramas iniciales denominados "históricos", el ajuste de la orientación externa se llevó a cabo por modelos independientes, distribuyendo como mínimo un total de seis puntos de apoyo por modelo. En la tabla 1 se muestran los errores medios de los modelos obtenidos para los dos vuelos

Tabla 1. Errores medios de los modelos en los fotogramas "históricos" en el proceso de orientación externa.
Errors of the models in the "historical" flights in the process of external orientation.

Vuelo	s_X (m)	s_Y (m)	s_Z (m)
1956-57	1.109	0.893	1.908
1984	0.297	0.329	1.230

Tras la orientación de los modelos se generaron las líneas de ruptura y el modelo digital del terreno por correlación automática con un espaciado de 10 metros, la triangulación y generación del Modelo Digital de Elevaciones (MDE) para generar la ortofotografía.

4. RESULTADOS

Uno de los aspectos que más importancia nos suscitó fue el de la evaluación multitemporal de las tres series de modelos obtenidos, generándose los tres modelos con idéntica separación espacial entre los puntos (10 m).

El más antiguo se corresponde con el vuelo histórico 1956-57, afectado por unos errores medios de aproximadamente 2 m, motivados principalmente por las malas condiciones de conservación que afectaban a la radiometría de la película, la cual, presenta una tremenda homogeneidad en toda la superficie de los fotogramas utilizados, aún a pesar de haberlas sometido a un tratamiento digital. Como consecuencia de ello se obtuvieron al comparar con los datos del PNOA (2005-2006) variaciones transversales en la altimetría en determinadas zonas (figura 2a).

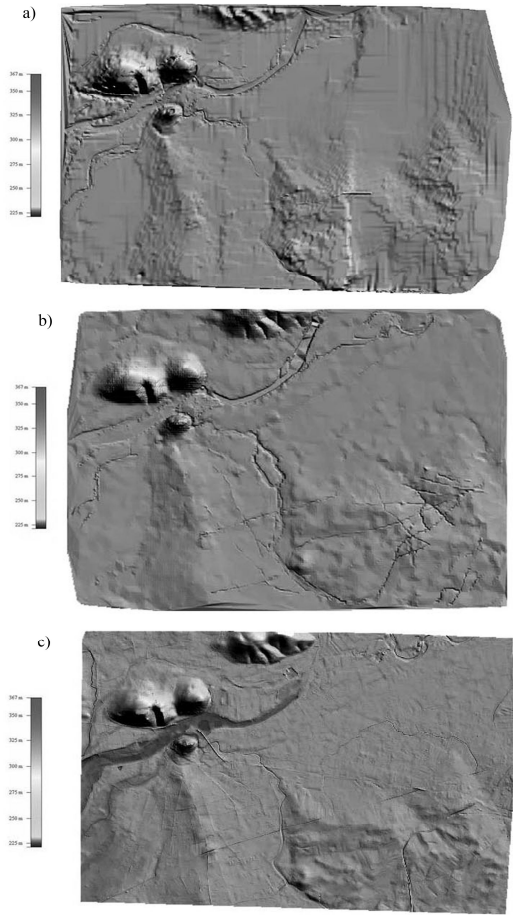


Figura 2. Imagen de los tres modelos obtenidos a partir de los vuelos fotogramétricos de 1956 (a), 1984 (b) y 2006 (c).
Image of the three models obtained from photogrammetric flight 1956 (a, 1984 (b) and 2006 (c).

Con el objeto de poder realizar una comparación cuantitativa más detallada se realizó con ArcGis un análisis espacial basado en la superposición de mapas.

Las operaciones a realizar incluyen operadores algebraicos (resta de modelos) y estadísticos (desviación estándar de los valores de Z de un píxel entre los dos modelos) para estimar y estudiar la evolución de la superficie topográfica de la zona de estudio. Mediante este tratamiento de los datos los errores causados

por las deficiencias del modelo de 1956 se magnifican aún más. Así, se pone de manifiesto si visualizamos la distribución espacial de la desviación estándar de los valores de los modelos comparados con la situación de 1956 (figura 3).

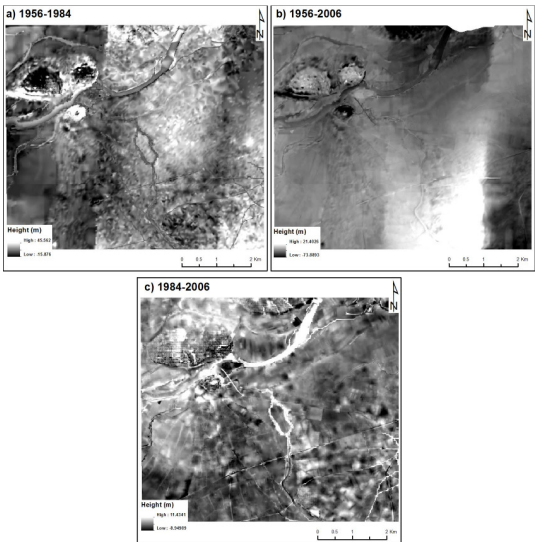


Figura 3. Resultado de la resta entre el MDT correspondiente al vuelo de 1956, 1984 y el del 2005-6. a), b) y c) respectivamente
Result of the subtraction between the DEM corresponding to the flight of 1956, 1984 and of 2005-6. a), b) y c) respectively.

Con este tratamiento se enfatiza aún más estas singularidades, por lo que rechazamos este modelo para apreciar los cambios cuantitativos de la superficie del terreno en este periodo, quedando únicamente el análisis de los datos circunscritos al periodo de 1984 a 2005-2006.
El modelo del año 1984 presenta un mejor aspecto que el del periodo anterior, con precisiones en su determinación que está en torno a 1 m. En la zona de trabajo los cauces producen una degradación de los píxeles (figura 3b) que afectan a la radiometría de las imágenes. Para concluir el modelo del PNOA (2005-2006) se ha sometido a controles de calidad previo a su publicación, por lo que se considera para el análisis como de referencia en este trabajo.

5. CONCLUSIONES

Como resultado más directo, esta experiencia nos ha dotado de una potente herramienta para dirigir el trabajo futuro de prospección e interpretación del registro superficial en la zona. Se han constatado elevadas transformaciones debido a cambios de uso del suelo, concentración parcelaria, nivelaciones, canalizaciones...
Respecto a la posibilidad de trabajar con diferentes modelos, una conclusión evidente que extraemos de esta experiencia es que, con los datos que manejamos, juega un papel más representativo la comparación de magnitudes que el establecimiento de una cuantificación objetiva de gran precisión de los cambios que realmente se han producido (Pérez et al. 2013).
Como se ha podido ver, las fuentes de incertidumbre que intervienen en los cálculos son muy diversas: heterogénea calidad de las imágenes originales, limitaciones en cuanto a la resolución máxima con la que se puede trabajar en cada caso, diferencias en cuanto a la magnitud del error, etc.
Finalmente, estimamos que el gradiente de afección de los cambios topográficos puede también contribuir a la mejora de un modelo multicriterio (Mayoral et al. 2010), sobre la evolución pasada y futura de este paisaje en contante transformación.

REFERENCIAS

Mayoral Herrera, V., Borja Barrera, F., Borja Barrera, C., Martínez, J.A. y De Tena, M. T. (2010). The evolution of an agrarian landscape. Methodological proposals for the archaeological study of the alluvial plain of Medellin (Guadiana basin, Spain). Proceedings of the first international Landscape Archaeology Conference. Amsterdam: VU University Amsterdam.

Pérez Álvarez, J.A., Pozo Ríos, M.M., Caballero Cáceres, C., Mayo Carroza, V. y Toril Terrones, D. (2008). POEX: Primeras experiencias en el control de calidad de ortofotos de la comunidad de Extremadura. Mapping, 130, 18-24.

Pérez Álvarez, JA., Mayoral Herrera, V., Martínez del Pozo, J.A. y De Tena, M.T. (2013). Multi-temporal archaeological analyses of alluvial landscapes using the photogrammetric restitution of historical flights: a case study of Medellin (Badajoz, Spain). Journal of Archaeological Science, 40, 349-364.

Ramírez Merino, J. I. (2008): Memoria explicativa MAGNA E: 1:50000 Hoja nº 778, Don Benito. IGME. Segunda serie-Primera edición. Madrid.

LOGROS Y DESAFÍOS EN LA SIMULACIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO Y LOS NIVELES FREÁTICOS MEDIANTE UN MODELO HIDROLÓGICO SEMIDISTRIBUIDO EN LAS CUENCAS DE VALLCEBRE

Achievements and challenges in soil water content and water table simulations using a semi-distributed hydrological model at the Vallcebre research catchments

F. Gallart[1], P. Llorens[1], J. Latron[1], P. Garcia-Estringana[1] y K.J. Beven[2,3]

1 Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDAEA, CSIC), Barcelona
francesc.gallart@idaea.csic.es
2 Lancaster Environment Centre, Lancaster University, Lancaster, UK
3 Geocentrum, Uppsala University, Uppsala, Sweden

Abstract: In the Vallcebre catchments (NE Spain, 42º 12'N, 1º 49'E), climatic data and hydrometric records at the outlet of the catchments have been complemented with measurements of internal states and fluxes, such as depths to the water table, soil water content, forest rainfall interception and tree transpiration. The semi-distributed TOPBAL model has been implemented in the Can Vila research catchment for analysing and generalising these data. TOPBAL considers two drivers of hydrological similarity: topography and vegetation type. The model simulates rainfall interception by vegetation, the control of soil moisture on evapotranspiration, and two-way exchanges between the root-unsaturated and the phreatic stores. When the model was constrained with flow data criteria (discharge, log-discharge, inverse of discharge and water balance) the results were acceptable but there was a large equifinality due to the compensation between parameters. Data on soil water contents and depths to the water table helped to reduce parameter compensation but local controls on soil and aquifer responses limited the quality of simulations.

Palabras clave: modelo semi-distribuido, calibración multi-objetivo, incertidumbre, humedad del suelo, TOPMODEL
Key words: semi-distributed model, multi-objective calibration, uncertainty, soil water content, TOPMODEL

1. INTRODUCCIÓN

Uno de los principales problemas de los modelos hidrológicos y de erosión es la necesidad de abordar un tratamiento adecuado de la variabilidad espacial de los procesos. Los modelos agregados consideran toda la unidad de estudio (la cuenca en este caso) como homogénea, lo que facilita los cálculos pero prescinde de la variabilidad espacial. En cambio los modelos distribuidos dividen el espacio y calculan los flujos y almacenes para cada elemento, para después intercambiar flujos entre ellos; los problemas con los modelos distribuidos son la falta de suficientes valores de los parámetros y los grandes requerimientos de computación. Los modelos semi-distribuidos se basan en la hipótesis de la similaridad hidrológica: distintas unidades dentro de la cuenca se comportan de un modo similar, de manera que solamente es necesario obtener los parámetros y calcular los procesos en un número limitado de unidades, para después integrar los flujos a la escala de la cuenca.

TOPMODEL (Beven y Kirkby, 1979) es un modelo hidrológico que supone que la escorrentía se genera por precipitación sobre las áreas saturadas y por vaciado del agua subterránea en el subsuelo por encima de una roca madre impermeable. Es un modelo semi-distribuido que utiliza la topografía como patrón de similaridad hidrológica. Lo que permite un gran ahorro de parámetros y de tiempo de cálculo, posibilitando la utilización de búsquedas aleatorias de parámetros.

El objetivo de este trabajo es presentar la implementación del modelo TOBPAL (Llorens et al. 2007), desarrollado sobre la base de

TOPMODEL, y diseñado para el estudio del papel hidrológico de distintos tipos de vegetación en un rango de climas más amplio que el modelo básico. El trabajo analiza las capacidades de la estructura semi-distribuida para simular las variables internas observadas y las dificultades en la obtención de parámetros cuando el objetivo es modelizar correctamente diversos flujos y almacenes de agua.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. La cuenca de Can Vila en Vallcebre

La cuenca de Can Vila (0,56 km2) forma parte de las cuencas de investigación de Vallcebre, monitorizadas desde hace más de 20 años para estudiar el funcionamiento hidrológico y erosivo de las áreas mediterráneas de montaña.

La precipitación media anual es de 862 mm, con dos máximos equinocciales y una gran variabilidad interanual, y la evapotranspiración potencial es de 832 mm anuales. Los suelos, sobre substrato de lutitas y calizas continentales del Paleoceno, son franco-limosos. La vegetación potencial es un bosque de robles en las solanas y de pino albar en las umbrías. La mayor parte de las áreas de pendiente moderada fueron deforestadas y aterrazadas en el pasado para la agricultura. En la actualidad el abandono progresivo de la tierra ha favorecido una reforestación espontánea, principalmente por pinares, dando lugar a una cubierta vegetal en mosaico (Poyatos et al. 2003).

La generación de escorrentía en esta cuenca se produce principalmente por precipitación sobre áreas saturadas y el vaciado del acuífero somero. La escorrentía Hortoniana sobre zonas de roca desnuda es relativamente importante durante el verano, cuando los niveles freáticos están bajos, mientras que la escorrentía por saturación de los perfiles del suelo es efectiva durante las lluvias copiosas de finales de verano (Latron y Gallart, 2007; Latron et al. 2008).

Los resultados de la monitorización de la humedad del suelo, desde 1993, muestran que ésta depende de la posición topográfica (las partes bajas de la cuenca son más húmedas que las altas) y de la cubierta vegetal (los suelos bajo cubierta forestal son más secos que bajo cubierta herbácea). Por otra parte, la variabilidad espacial de la humedad del suelo es mínima durante los períodos muy secos, máxima durante períodos de humedad media, y vuelve a descender durante los períodos húmedos (Garcia-Estringana et al., 2013). Las tasas de transpiración de los pinares son mayores a las de los robledales, pero más sensibles al estrés hídrico del suelo (Poyatos et al. 2005).

2.2. **El modelo TOPBAL**

La principal novedad de TOPBAL es que considera dos factores de similaridad hidrológica: la posición topográfica, utilizando el índice topográfico de TOMODEL, o relación entre área drenada y pendiente local (Beven y Kirkby, 1979), y el tipo de cubierta vegetal. A intervalos de una hora, para cada clase de índice topográfico y tipo de cubierta vegetal se estima primero la interceptación de la lluvia mediante una simplificación del modelo de Rutter et al. (1971) y la evapotranspiración en función de la demanda evapotranspirativa y la humedad del suelo con un modelo basado en el de Granier (1987). A continuación, la lluvia neta se añade a la humedad del suelo y, en caso de excedente, éste se añade a la escorrentía superficial. Posteriormente se realiza el intercambio de agua entre la humedad del suelo y la capa freática, utilizando el modelo de Eagleson (1978). Por último, se actualiza el compartimento freático de la cuenca, se calcula su vaciado según la ley exponencial de TOPMODEL y se circula el agua de escorrentía hasta la salida de la cuenca.

Los parámetros relacionados con los procesos de evapotranspiración son casi físicos y se han determinado a partir de observaciones o de fuentes bibliográficas. Los parámetros del modelo de Eagleson (1978) y del comportamiento del acuífero son conceptuales y se han obtenido a partir de la calibración del modelo con diversos criterios, calculando la eficiencia de Nash y Sutcliffe (1970) o expresiones similares. Estos criterios son: El caudal (Eq), el logaritmo del caudal (Elq), el inverso del caudal (Eiq), el balance de agua (Ebal), la humedad del suelo (Esw) y los niveles freáticos (Ewt).

El proceso de calibración se ha realizado por el método Monte Carlo, buscando al azar los parámetros dentro de unos rangos de valores posibles. Ya que el número de parámetros a calibrar (6) ofrece un amplio grado de libertad del modelo, se ha renunciado a buscar un juego óptimo de parámetros y en su lugar se ha

trabajado con un grupo de modelos (juegos de parámetros) *conductuales* (‘*behavioural*’ en Beven y Binley, 1992) que dan resultados aceptables. Este procedimiento permite también analizar las coherencias y contradicciones entre los distintos objetivos de la calibración; para ello se han obtenido primero los modelos conductuales respecto a los objetivos relacionados con los caudales, y después se ha analizado su respuesta respecto a los objetivos relacionados con la humedad del suelo y los niveles freáticos.

En este trabajo se presentan los resultados del modelo aplicado al período entre el 1/03/2011 y el 30/06/2012, que incluye períodos moderadamente húmedos y muy secos, con un rango de caudales observados de más de cuatro órdenes de magnitud.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Respuesta del modelo respecto a los caudales

En términos generales, el modelo TOPBAL mostró unos resultados que mejoran notablemente los de TOPMODEL para el mismo período (Tabla 1).

Tabla 1. Eficiencias máximas de los modelos.
Tabla 1. Maximal efficiencies obtained with the models.

modelo\criterio	Eq	Elq	Eiq	√Eq·Elq
TOPBAL	0.656	0.800	0.206	0.690
TOPMODEL	0.580	0.592	-0.009	0.491

Una vez seleccionados como conductuales los modelos que dieron valores mayores que 0.5 de los criterios Eq, Elq y Ebal, y positivos de Eiq, se observó una elevada *equifinalidad* del modelo, es decir, se obtuvieron resultados muy similares con juegos de parámetros muy distintos.

3.2. Simulación de la humedad del suelo y los niveles freáticos

El análisis de las simulaciones de la humedad del suelo y los niveles freáticos ayuda a comprender la equifinalidad observada al calibrar el modelo únicamente con los caudales. Se observa una compensación entre los parámetros de funcionamiento del acuífero y los del agua en el suelo, indicando que el modelo simula los mismos caudales con independencia de si el agua se almacena en uno u otro compartimento.

La Figura 1 muestra este efecto de compensación entre los compartimentos a partir de la comparación entre la pendiente de la regresión entre valores simulados y observados de la humedad del suelo y la del nivel freático en un punto de la cuenca para cada modelo conductual. La relación negativa fuertemente significativa (r^2= 0.76) indica que si un modelo sobreestima el rango de variación de la humedad del suelo, subestima el de la reserva freática o viceversa.

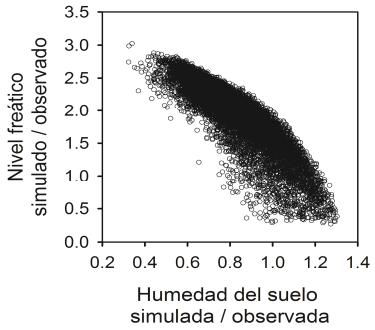


Fig. 1. Compensación entre la simulación del agua del suelo y el agua freática en los modelos conductuales.
Compensation between the simulation of soil water content (X axis) and phreatic reserve (Y axis) for behavioural models

Los modelos conductuales para los cuales la regresión entre humedades del suelo simuladas y observadas tiene una pendiente cercana a la unidad permiten obtener simulaciones adecuadas de la humedad del suelo (Fig. 2).

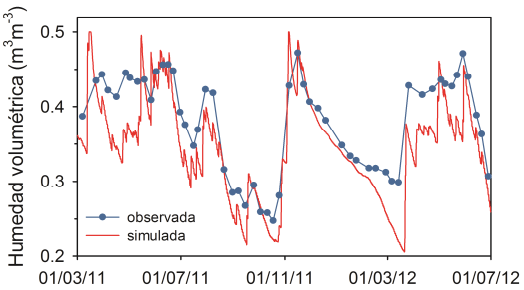


Fig. 2. Humedad observada y simulada por uno de los mejores modelos conductuales en un perfil monitorizado.
Observed (blue) and simulated (red) soil water content by one of the best behavioural models at a monitored profile.

Sin embargo, al comparar las humedades simuladas con las observadas en distintos puntos se pueden observar algunas desviaciones sistemáticas que deben atribuirse a factores locales. Se ha observado que algunos de los

puntos con valores de humedad más elevados no corresponden a puntos con valores del índice topográfico altos. Esta dificultad a la hora de comparar valores locales observados con los simulados con cualquier tipo de modelo es un tema muy recurrente en la modelización hidrológica (p. ej. Anderton et al, 2002).

Los niveles freáticos muestran un comportamiento más complejo que la humedad del suelo: durante las recesiones prolongadas, las lecturas en los distintos piezómetros son coherentes con los valores del índice topográfico, pero durante los períodos húmedos muestran una gran sensitividad a las condiciones locales. Las simulaciones reflejan adecuadamente la dinámica pero no los valores reales (Fig. 3), para lo que sería necesaria una recalibración adaptada a los factores locales.

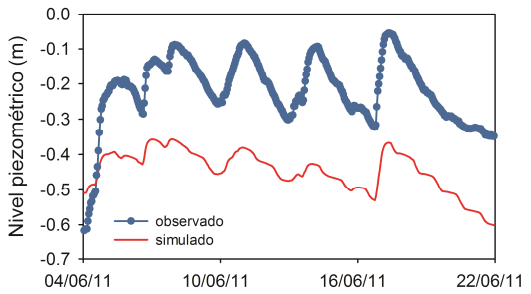


Fig. 2. Nivel freático observado y simulado por el mismo modelo de la Fg. 2 en un piezómetro monitorizado.
Observed (blue) and simulated (red) depths to water table by the same model as in Fig. 2 at a monitored piezometer.

4. CONCLUSIÓN

El modelo TOPBAL, siendo relativamente simple, es capaz de simular aceptablemente diversos aspectos del complejo funcionamiento de una cuenca mediterránea de montaña. Si se dispone de datos observados, es posible calibrar el modelo para simular valores puntuales de humedad del suelo y nivel freático.

Agradecimientos
Este trabajo es un resultado de los proyectos MONTES (CSD2008-00040) y RespHiMed (CGL2010-18374), así como de la RESEL, (convenio CSIC-MAGRAMA). La participación de J. Latron ha sido financiada por un contrato del programa Ramón y Cajal. Agradecemos la colaboración de otros miembros del Grupo de Hidrología Superficial y Erosión del IDAEA.

REFERENCIAS

Anderton, S.P., Latron, J., White, S.M., Llorens, P., Gallart, F., Salvany, C., O'Connell, P.E. 2002. Internal evaluation of a physically-based distributed model using data from a Mediterranean mountain catchment. Hydrology and Earth System Sciences 6, 67–83.

Beven, K.J., Kirkby, M.J., 1979. A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. Hydrol. Sci. Bull. 24 (1), 43–69.

Beven, K. J. y Binley, A. M. 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. Hydrological Processes 6(3), 279–298.

Eagleson, P.S. 1978. Climate, soil, and vegetation. 3. A simplified model of soil moisture movement in the liquid phase. Water Resour. Res. 14, 722–730.

Garcia-Estringana, P., Latron, J., Llorens, P., Gallart, F. 2013. Spatial and temporal dynamics of soil moisture in a Mediterranean mountain area (Vallcebre, NE Spain). Ecohydrology 6, 741-753.

Granier, A. 1987. Evaluation of transpiration in a Douglas-fir stand by means of sap flow measurements. Tree Physiology 3, 309-320.

Latron, J. y Gallart, F. 2007. Seasonal dynamics of runoff-contributing areas in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). Journal of Hydrology 335, 194–206.

Latron, J., Soler, M., Llorens, P., Gallart, F. 2008. Spatial and temporal variability of the hydrological response in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). Hydrological Processes 22, 775–787.

Llorens, P., Gallart, F., Latron, J., Poyatos, R., Rubio, C., García-Pintado, J., Muzylo, A. 2007. Improving the balance simulation of a Mediterranean catchment using TOPBAL, a modified version of TOPMODEL. Geophysical Research Abstracts, 9, EGU2007-A-08603

Nash, I.E. y Sutcliffe, I.V. 1970. River flow forecasting through conceptual models. Journal of Hydrology 10, 282–90.

Poyatos, R., Latron, J., Llorens, P. 2003. Land use and land cover change after agricultural abandonment. The case of a Mediterranean Mountain area (Catalan Pre-Pyrenees). Mountain Research and Development 23, 362–368.

Poyatos, R., Llorens, P., Gallart, F. 2005. Transpiration of montane *Pinus sylvestris* L. and *Quercus pubescens* Willd. forest stands measured with sap flow sensors in NE Spain. Hydrology and Earth System Sciences 9, 493–505.

Rutter, A.J., Kershaw, K.A., Robins, P.C., Morton, A.J., 1971. A predictive model of rainfall interception in forests. I--Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. Agricultural Meteorology 9, 367-384.

UTILIZACIÓN DE TÉCNICAS DE FOTO-RECONSTRUCCIÓN 3D AUTOMATIZADA EN GEOMORFOLOGÍA: EJEMPLOS PARA DIFERENTES MORFOLOGÍAS Y ESCALAS

Using automatic 3D photo-reconstruction techniques in geomorphology: examples through different landforms and scales

Á. Gómez-Gutiérrez[1], S. Schnabel[1], C. Conoscenti[2], N.A. Caraballo-Arias[3], V. Ferro[3], C. Di Stefano[3], J.J. de Sanjosé[4], J. de Matías[4] y F. Berenguer-Sempere[4]

1 Grupo de Investigación Geoambiental, Universidad de Extremadura, Cáceres, España.
2 Department of Earth and Marine Sciences, University of Palermo, Palermo, Italy.
3 Department of Agricultural and Forestry Sciences, University of Palermo, Italy.
4 Grupo de Investigación de Geomática, Universidad de Extremadura, España.

Abstract: Three-dimensional photo-reconstruction methods based on Structure from Motion (SfM) and MultiView-Stereo techniques (MVS) are tested for measuring, monitoring and quantifying three different geomorphological features: i) the Corral del Veleta rock glacier and ii) five small gully headcuts in Spain and iii) Calanchi type badland in Italy. Results about the accuracy, usefulness and applicability of these techniques are presented here. The results of these analyses showed centimeter-level accuracies with average distances to the benchmark models ranging from 0.009 m to 0.42 m.

Palabras clave: Foto-reconstrucción 3D, tasa de precisión relativa, escáner láser terrestre
Key words: 3D Photo-reconstruction, relative precision ratio, terrestrial laser scanner

1. INTRODUCCIÓN

Durante los últimos años se han producido numerosos avances en el campo de la visión artificial que han permitido la obtención de nubes de puntos y modelos 3D del terreno de elevada resolución a partir de las denominadas técnicas de foto-reconstrucción 3D (FR3D). Entre estos avances, cabe destacar la utilización conjunta de las técnicas Structure from Motion (SfM; Ullman, 1979) y MultiView-Stereo (MVS; Seitz et al., 2006). En los próximos años se prevé una expansión generalizada de su aplicación en Ciencias de la Tierra, pero hasta ahora, los estudios realizados concluyen que es necesario el desarrollo de un mayor número de trabajos con el objetivo de analizar sus prestaciones en un amplio rango de formas del relieve, procesos, escalas y ambientes.

Este trabajo tiene como principal objetivo mostrar la aplicación de este tipo de técnicas en tres ambientes muy diferentes y testar la precisión obtenida en cada uno de ellos.

2. METODOLOGÍA Y CASOS DE ESTUDIO

A continuación se presentan las características generales de cada zona de aplicación de la foto-reconstrucción.

2.1. Glaciar rocoso del Corral del Veleta

Se trata del glaciar más meridional de Europa y por esta latitud excepcional su monitorización presenta un gran interés científico ya que se asume como un indicador clave de los efectos del cambio climático en la región.

Una profunda exposición de la metodología puede encontrarse en Gómez-Gutiérrez et al. (2014a). En el glaciar se tomaron datos mediante un escáner láser terrestre (TLS; Leica C10 Scanstation) que posteriormente se asumirá como método de referencia para la estimación de la precisión de las técnicas de FR3D. Se realizaron 4 estacionamientos del TLS y por tanto, 4 tomas que fueron enlazadas mediante el software Cyclone. Durante el proceso de fusión los errores de registro estuvieron siempre por debajo de 0,003 m.

Respecto a las fotografías (n=6), su toma se realizó desde lo alto del Pico Veleta, a unos 300 m de elevación sobre la depresión en la que se encuentra el glaciar. Para su captura se utilizó una cámara EOS 5D con una distancia focal de 100 mm y un tiempo de exposición de 1/160 s.
Las fotografías se utilizaron como entrada en dos flujos de trabajo diferente, pero ambos basados en la utilización de técnicas de FR3D. Una profunda descripción del primer flujo (en adelante método semi-automático; SA) de trabajo puede encontrarse en de Matias et al. (2009). Básicamente, consistió en la propia implementación del algoritmo Scale-Invariant Feature Transform y la geometría Epipolar que necesita como entrada las fotografías oblicuas y los parámetros de calibración de la cámara para producir una nube de puntos. El segundo flujo de trabajo consistió en la utilización del software 123D Catch para la FR3D que tan sólo necesita como parámetros de entrada las fotografías (en adelante método completamente automático; CA), si bien el modelo resultante necesita ser escalado y georeferenciado. Para este procedimiento se utilizaron puntos de control naturales (n=10) localizados en el modelo generado con el TLS y un modelo de tranformación clásico y rígido en el entorno del software CloudCompare. Con las nubes de puntos obtenidas mediante los métodos SA y CA se calcularon las distancias medias a la nube de referencia (TLS) mediante el método de Girardeau-Montaut et al. (2005) y también mediante el software CloudCompare.
Finalmente se generaron MDEs a partir de las nubes de las tres técnicas que también fueron analizados y comparados.

2.2. Badland calanchi en Sicilia

En segundo lugar, se llevó a cabo la FR3D de un badland de tipo calanchi en Sicilia (Italia). Se trata de una forma muy compleja y altamente dinámica que supone un reto para este tipo de estudios. La captura de las fotografías se llevó a cabo desde zonas próximas al badland con una cámara Canon EOS 550D, permitiendo una distancia focal y exposición variables. La FR3D se llevó a cabo utilizando dos software diferentes, por un lado se utilizó de nuevo 123D Catch y además, también se usó Agisoft PhotoScan. Este último, permite la obtención de nubes de puntos a partir de fotografías oblicuas, que posteriormente pueden ser escaladas y georeferenciadas. Para el escalado y georeferenciación de las nubes resultantes de ambos programas se utilizó una transformación rígida clásica en CloudCompare a partir de puntos de control naturales (n=20). Primero, se llevó a cabo un ajuste manual y posteriormente un ajuste refinado de las nubes de puntos obtenidas con sendos programas de FR. Para analizar dicho ajuste se utilizó como referencia un MDE obtenido mediante fotogrametría tradicional con fotogramas capturados por un vehículo aéreo no-tripulado (tamaño de píxel de 0.03 m).

2.3. Cabeceras de cárcava permanente en la Cuenca Experimental Parapuños

Finalmente, se monitorizaron 5 pequeñas cabeceras de una cárcava permanente de fondo de valle localizada en una cuenca adehesada del SO de España. Una exposición más profunda de los diferentes aspectos de este trabajo puede encontrarse en Gómez-Gutiérrez et al. (2014b). La monitorización se llevó a cabo inicialmente con el objetivo de realizar una cuantificación de la dinámica erosiva del canal tomando fotografías durante tres momentos diferentes en un período muy breve (54 días). De forma adicional, durante una de las campañas de campo se registraron datos mediante un TLS (Leica Scanstation C10) además de la cámara fotográfica (Canon EOS 550). A partir de las imágenes se elaboraron modelos 3D utilizando el software 123D Catch que fueron escalados y georeferenciados siguiendo el mismo procedimiento descrito en los apartados 2.1 y 2.2. Con los modelos obtenidos se elaboraron Modelos Digitales de Elevaciones de alta resolución para cada fecha en la que se tomaron fotografías y se estimaron los volúmenes de material erosionado y acumulado en cada cabecera. Al mismo tiempo, se analizó la calidad de cada FR3D comparando las distancias entre la nube de puntos obtenida y la registrada mediante el TLS durante uno de los muestreos. El procedimiento fue similar al ya descrito en el apartado 2.1.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La tabla 1 presenta un resumen de los resultados obtenidos para cada caso de estudio. Todos los planteamientos metodológicos desarrollados dieron lugar a nubes de puntos de

gran calidad con distancias medias a los modelos de referencia que oscilaron entre 0,009 m para una de las cabeceras de cárcava fotoreconstruida con 123D Catch y 0,28 m para el glaciar del Corral del Veleta fotoreconstruido con una implementación propia del algoritmo SIFT y la geometría epipolar. Si bien es cierto que las distancias de observación en ambos casos difieren en orden de magnitud. Para poder realizar comparaciones entre las diferentes metodologías utilizamos la ratio de precisión relativa (RPR del inglés *Relative Precission Ratio*; James and Robson, 2012) que muestra el cociente entre la exactitud de la medición o distancia media al modelo 3D o nube de referencia y la distancia de observación para el error unitario. Se trata de una medida adimensional de la calidad de la FR3D. Por ejemplo, en el caso del Badland calanchi fotoreconstruido mediante el software Agisoft Photoscan se obtuvo un valor que osciló entre 1:100-500, lo que significa que para obtener precisiones inferiores a 1 m, la distancia de observación debe situarse, al menos, en el intervalo de 100 a 500 m. Los valores para el RPR mostraron como planteamiento metodológico más efectivo el basado en el software 123D Catch para el glaciar del Corral del Veleta y el basado en el software Agisoft Photoscan para el Badland calanchi.

Por otra parte, la normalización de la distancia de observación mediante el cálculo del RPR creemos que no alcanza a sintetizar los elementos que determinan la precisión global de la FR3D. En los tres casos se encontraron menores densidades de puntos (y a la postre peores precisiones y mayores distancias al modelo referencia) para aquellas zonas con sombras o menor iluminación en las fotografías. En base a estos descubrimientos, Gómez-Gutiérrez et al. (2014a) propusieron diversas soluciones, entre ellas, la utilización de modelos de sombras simuladas para la determinación de la fecha y hora óptimas para la captura de fotografías que a la postre serán empleadas en FR3D. Previamente, James y Robson (2012) habían recomendado la utilización de luz difusa, si bien, en determinadas localizaciones esto no es siempre posible. De forma alternativa, Gómez-Gutiérrez et al. (2014b) también han propuesto el empleo de algoritmos High Dynamic Range (HDR) y fotografías con sub y sobre-exposición.

Respecto a la aplicabilidad de modelos generados cabe señalar que en el caso del glaciar rocoso del Corral del Veleta, las nubes de puntos y MDEs obtenidos podrían utilizarse en la monitorización sub-métrica del glaciar, con distancias medias al modelo tomado con el TLS de 0,28 y 0,21 (para SA y CA, respectivamente). Sin embargo, trabajos previos han mostrado que la dinámica de este glaciar presenta desplazamientos medios de 0,05 a 0,10 m en planimetría y -0,20 a -0,25 en altimetría. Es decir, la monitorización mediante FR3D sería aplicable para intervalos temporales de >5 años.

En el caso del badland tipo calanchi sucede algo similar, ya que la distancia media al modelo de referencia supera los 0,20 m (para el software Agisoft Photoscan) mientras el rebajamiento medio que se registra en este tipo de elemento geomorfológico ronda los 0,01 $m \cdot a^{-1}$. La figura 1 muestra la FR3D realizada con Agisoft para este elemento geomorfológico.

En el caso de las cabeceras de cárcava, el RPR calculado y las distancias medias al modelo de referencia capturado con el TLS permitieron la monitorización de los cambios acaecidos en el canal a lo largo de 54 días con lluvias en 2013. Una explicación profunda de la metodología empleada para el cálculo, así como de los resultados obtenidos puede consultarse en Gómez-Gutiérrez et al. (2014b). Resumiendo, la monitorización permitió analizar la dinámica espacio-temporal de cada cabecera estableciéndose diferencias entre aquellas cabeceras que se localizan en el propio cauce y otras que son de formación posterior y de tipo lateral cuya génesis se relaciona con la existencia de veredas y su utilización por parte del ganado como acceso lateral al propio cauce.

Tabla 1. Características de los planteamientos metodológicos desarrollados en cada uno de los tres casos de estudio y donde se incluyen además los valores del Error Cuadrático Medio obtenido durante la georeferenciación del modelo en base al modelo de referencia (RMSE), la exactitud o distancia media al modelo de referencia (d* calculada mediante el método de Girardeau-Montaut et al., 2005) y la Ratio de Precisión Relativa (RPR; James and Robson, 2012).

Table 1. Characteristics of the methodological approaches developed in every case. Also included in the table are the figures for the root mean square error obtained during the georeferencing procedure (RMSE), the accuracy or average distance to

the benchmark model (d calculated with the Girardeau-Montaut et al., 2005 method) and the Relative Precision Ratio (RPR; James and Robson, 2012).*

	Glaciar rocoso del Veleta (Granada)	Cabeceras de cárcava (Monroy, Cáceres)	Badland Calanchi (Sicilia)
Número objetos (n)	1	5	1
Modelo de referencia	TLS	TLS	MDE-UAV (píxel 0.03 m)
Distancia media de observación (m)	300	10	20-100
Cámara y número de fotos	Canon EOS 5D, 6	Canon 550D, 64	Canon 550D, 64
Software/algoritmo	Programa propio (SA) 123D Catch (CA)	123D Catch	Agisoft (AP) 123D Catch (CA)
RMSE (m)	0,03 (CA)	0,00-0,07	0,11 (AP) – 0,18 (CA)
Exactitud (*d** modelo referencia, m)	0,28 (SA) - 0,21 (CA)	0,009 - 0,025	0,20 (AP) - 0,42 (CA)
Densidad (ptos·m^{-2})	8,1 (SA) - 20,6 (CA)	13130	545 (AP) - 154 (CA)
RPR**	1:1071 (SA) 1429 (CA)	1:372-1167	1:100-500 (AP) 1:48 (CA)
Productos derivados	Nubes, DEMs y Ortofotografías	Nubes, DEMs y DoDs	Nubes y DEM

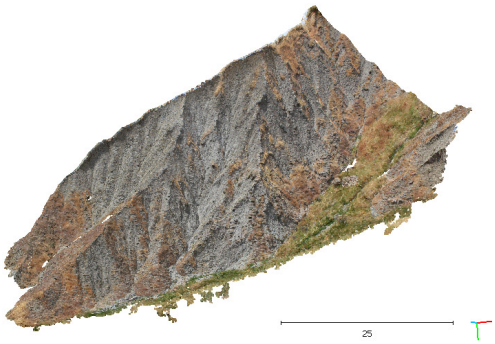


Fig. 1. Fotoreconstrucción 3D obtenida para el badland tipo calanchi utilizando el software Agisoft Photoscan. *3D photoreconstruction for the calanchi type badland obtained using Agisoft Photoscan software.*

5. CONCLUSIONES

En este trabajo se han analizado y presentado comparativamente los resultados obtenidos con diversos planteamientos metodológicos para fotoreconstruir varios elementos geomorfológicos. Los resultados muestran la calidad de los productos generados mediante las técnicas de FR3D y su aplicabilidad para la descripción de estos elementos. En algunos casos puntuales se demuestra su utilidad para la monitorización de la dinámica de los procesos que tienen lugar sobre ellos a diferentes escalas temporales.

Agradecimientos
Ministerio de Economía y Competitividad (CGL2011-23361) y Gobierno de Extremadura (GR10071 y RNM017).

REFERENCIAS

De Matías, J., De Sanjosé, J., López-Nicolás, G., Sagüés, C., Guerrero, J., 2009. Photogrammetric methodology for the production of geomorphologic maps: Application to the veleta rock glacier (sierra nevada, granada, spain). Remote Sensing, 1, 829-841.

Girardeau-Montaut, D., Roux, R.M., Thibault, G., 2005. Change detection on points cloud data acquired with a ground laser scanner. in: ISPRS (Ed.), ISPRS Workshop Laser Scanning 2005, Enschede, the Netherlands, pp. 6.

Gómez-Gutiérrez, Á., de Sanjosé-Blasco, J.J., de Matías-Bejarano, J., Berenguer-Sempere, F. (2014a). Comparing two photo-reconstruction methods to produce high density point clouds and DEMs in the Corral del Veleta rock glacier (Sierra Nevada, Spain). Remote Sensing, 6, 5407-5427.

Gómez-Gutiérrez, Á., Schnabel, S., Berenguer-Sempere, F., Lavado-Contador, F., Rubio-Delgado, J. (2014). Using 3D photo-reconstruction methods to estimate gully headcut erosion. Catena, 120, 91-101.

James, M.R., Robson, S., 2012. Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: Accuracy and geoscience application. Journal of Geophysical Research 117, 1-17.

Seitz, S.M., Curless, B., Diebel, J., Scharstein, D., Szeliski, R., 2006. A comparison and evaluation of multi-view stereo reconstruction algorithms, IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition. IEEE Computer Society, New York.

Ullman, S., 1979. The interpretation of structure from motion. Proceedings of the Royal Society B, 203, 405-426.

GEOMORFOLOGIA DEL PARQUE NACIONAL DE MONFRAGÜE: CARTOGRAFIA Y EVOLUCION CUATERNARIA

Geomorphology Monfragüe national park: Mapping and quaternary evolution

J.L. Goy[1], R. Cruz[1], A.Martínez-Graña[1] y C. Zazo[2]

1 Dpto Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.
Plaza Merced s/n. (37008)-Salamanca. Email: joselgoy@usal.es

2 Museo Nacional de Ciencias Naturales. Sección Geología.
Calle José Gutiérrez Abascal nº 2. (28006)-Madrid

Abstract: The "apalachiense" relief of Monfragüe's National Park, constituting to a series of quartzitic combs with direction NW, between which they find slopes, hills and valleys following the same direction, for the dismantlement of the Cenozoic cover that was covering the substratum (still present in the central sector) and encasement of the Rivers Tajo and Tiétar. It emphasizes that you upset beech remains of terraces inside the Park, but if in his edges. In edge N (basin of the Campo Arañuelo), there stay remains of six fluvial terraces of relative importance attributed to the River Tajo (with heights relative to the talweg between 100-20 m). In the edge S, six levels attributed to former fluvial drainage network, which assimilate to the River Tajo, which more recent level this one over 200 m on the current river. Neotectonics readjustments, that they rejuvenated the relief, producing the elevation of the socle and cover, at the time that diversions in the path of the network(net), up to his structure and end encasement (for supertax and / or antecedence).

Palabras clave: Relieve apalachiano, neotectonica, red hídrica, sobreimposición, antecedencia
Key words: Appalachian relief, neotectonic, drainage network, superimposition,antecedence

1. INTRODUCCIÓN

El Parque Nacional de Monfragüe -PNM-, representa un área del N de la provincia de Cáceres en forma de arco, perteneciente a la unidad geológica del Macizo Ibérico y dentro de ella a la zona Centroibérica; limita al N con la Cuenca del Campo Arañuelo, al S con la penillanura extremeña y cuenca de Talavan, al E con Las Villuercas y Montes de Toledo, del que forma parte y al W con las Cuencas Neógenas de Cañaveral y Plasencia, situadas en la trayectoria de la falla de Alentejo-Plasencia (FAP).

El relieve está formado por un conjunto de sierras y valles alargados con dirección predominante NW/SE originando un modelado apalachiano, que tiene su origen en la sucesiva alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras de la serie paleozoica, plegadas en la orogenia varisca, arrasadas durante el mesozoico y rejuvenecidas en el ciclo alpino (Fig. 1).

Esos elementos fundamentales del relieve (crestas, lomas, valles y superficies), se ven acompañados por otras unidades morfológicas cuaternarias: coluviones y canchales ligados a las crestas y escarpes, saltos, portillas, terrazas, abanicos aluviales y glacis relacionados con la actividad de la red fluvial del Parque.

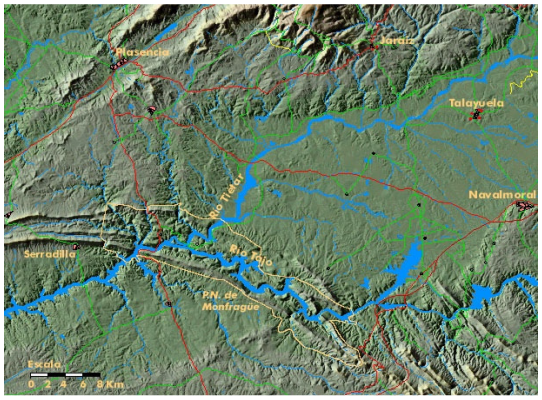


Fig. 1. Localización del Parque Nacional de Monfragüe
Fig. 1. Location of the Monfragüe National Park

El objetivo fundamental del trabajo es la realización de un mapa geomorfológico (1:50000), que actualice la información disponible (Gumiel et al, 2003 y 2010 y las cartografías de las hojas geológicas de: Navalmoral de la Mata, Malpartida de Plasencia, Serradilla, y Jaraicejo), de cara a la interpretación más detallada de la historia geomorfológica y neotectónica del área.

2. ANALISIS GEOMORFOLÓGICO.

Se ha elaborado un mapa geomorfológico a partir de fotointerpretación (escala 1:30.000) del vuelo nacional (IGN) y del trabajo de campo, tomando como referencia las hojas geológicas citadas. Se ha digitalizado y georeferenciado en el SIG (ArcGis v10.2). De su análisis se establecen los siguientes rasgos morfológicos.

2.1. Modelado apalachiano

El modelado apalachiano fruto de la erosión diferencial del relieve antiguo, presenta como característica general tres secuencias cuarcíticas muy competentes, constituyendo un gran sinclinal de dirección E-W con una vergencia significativa hacia el S. Estas secuencias dan lugar a los relieves más acusados (crestas) con cotas superiores a 500 m. para la cuarcita armoricana y valores más bajos, alrededor de 400 m y 300m para las cuarcitas de caradoc y del criadero. Entre ellas los materiales menos competentes (areniscas y pizarras), configuran cuestas, lomas y valles fluviales, con la misma distribución del sinclinal. Se observan individualizaciones parciales del modelo general, debidas a bifurcaciones de capas, descensos y/o elevaciones de las aristas de los pliegues, asimetría de éstos y a la existencia de fallas NE-SW que desplazan las capas (Ej.: Loma del Diablo y Sierra de Herguijuela), que modifican la alineación de las sierras, singularizando el modelado, que adquiere un patrón propio, (Fig. 2 y Fig. 3). Los sistemas de fractura, controladas por los movimientos alpinos y neotectónicos, han afectado a la curvatura general del parque y al desarrollo de la red fluvial.

La neotectónica se refleja en indicadores geomorfológicos de áreas próximas (Fig. 2). Destacan los depósitos neógenos basculados de las cuencas pull apart de Plasencia y Cañaveral (Villamor et al, 2012), las terrazas fluviales del Pleistoceno inferior y medio fracturadas en la cuenca de Cañaveral, (Villamor et al, 1996 y 2012), las terrazas tectonizadas en el Valle del Jerte (Carrasco et al 1991), el relieve de Las Villuercas reactivado en el Plioceno (Álvarez et al, 2004), los depósitos paleógenos y neógenos deformados en el Campo Arañuelo (Martin, C, 1990) y la consideración como fallas activas a la falla de FAP (en la Base de datos de fallas activas de la Península Ibérica) y a las del S del Sistema Central (de Vicente et al, 2013).

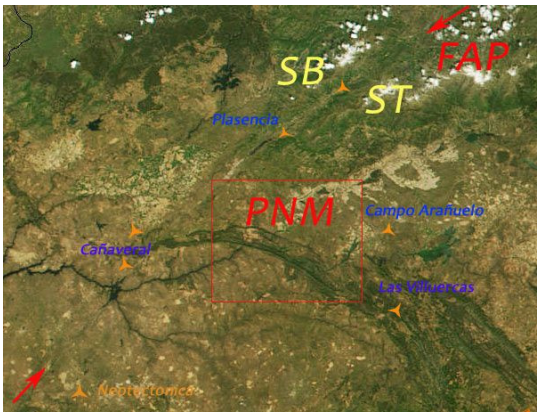


Fig. 2. Foto de Satélite mostrando localización de indicadores de Neotectonica en zonas anexas.SB. Sierra de Bejar, ST. Sierra de Tormantos.

Fig. 2. Satellite photo showing the location of neotectonic indicators in nearby areas.SB. Saw of Bejar, ST. Saw of Tormantos

2.2. Modelado Cuaternario

Durante todo el Cuaternario las acciones fluviales han tenido gran relevancia, aunque en ciertos momentos influyen sobre todo los procesos periglaciares y gravitacionales.

2.2.1. Modelado Fluvio-Torrencial

La red hídrica del Parque, constituida por los ríos Tajo y Tiétar, arroyos y gargantas afluentes (Malvecino, Barbaón, Calzones, de la Vid, del Cubo, etc.), está claramente condicionada por la litología y los sistemas de fractura, presentando en su conjunto un patrón de "drenaje en enrejado". La longitud de las redes es variable oscilando entre 55 Km del río Tajo que atraviesa el relieve en su totalidad y 3,5 Km de los pequeños arroyos afluentes de éste en la zona de la cobertera Neógena (Fig. 3). Todos

los cursos discurren encajados en las capas de pizarras y areniscas, labrando valles en V, con escarpes fluviales marcados en ciertos sectores. Inciden profundamente las capas de cuarcita, a favor de fracturas, formando gargantas y desfiladeros de paredes verticales, que salvan entre 150 m y 300 m (mayores en la cuarcita armoricana que en las de caradoc y criadero).

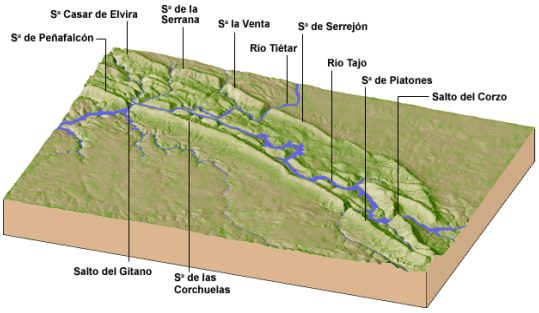


Fig. 3. Bloque 3D mostrando el patrón enrejado de la red hídrica y el modelado apalachiano del PNM.
Fig. 3. 3D block showing the grid pattern of the drainage network and Appalachian morphology of PNM.

Destacan las portillas de Barbaón, Serrana, Cerro Gimio, La Garganta, Calzones, y especialmente las del Tiétar a la entrada de dicho río, la del Corzo y el Salto del Gitano en la entrada y salida del Río Tajo (Fig. 4). También el cambio de dirección de los arroyos La Garganta y Cubo, que bordeando paralelos a la cuarcita armoricana el flanco S del Parque, encajados en la penillanura extremeña, giran dirigiéndose al interior del Parque, cortando la cuarcita armoricana con trayectoria S/N.

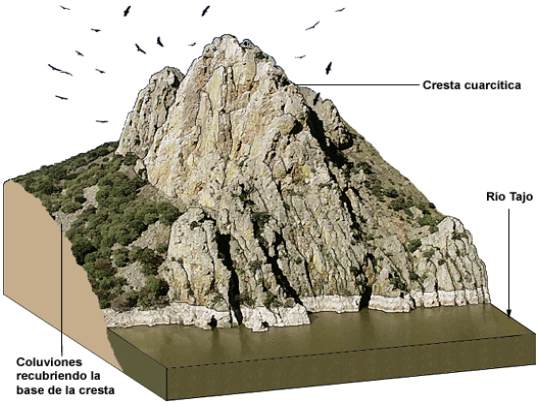


Fig. 4 Bloque 3D la Portilla del Salto del Gitano con el recubrimiento de coluviones de sus laderas
Fig. 4 3D block of the Portilla del Salto del Gitano with colluvium covering its slopes

Durante el Cuaternario los ríos se encajaron profundamente en los materiales del zócalo y actualmente no quedan apenas restos de sus depósitos (terrazas) dentro de la megaestructura sinclinal. En los bordes de la cuenca Neógena (S de Campo Arañuelo), quedan restos de seis terrazas fluviales de relativa importancia que se atribuyen al Tajo (con alturas relativas al talweg entre 100-20 m). Al S, en la zona de divisoria de aguas Tajo-Almonte, partiendo de los abanicos aluviales que constituyen la "raña", se encuentran seis niveles de terrazas, atribuidas a una antigua red (Hoja de Serradilla), que nosotros asimilamos al río Tajo; la más moderna se encuentra por encima de los 200m sobre el río, con lo que la secuencia de terrazas sería de al menos doce niveles, encajados en la raña, con alturas anómalas (mayores) en relación con otras secuencias del mismo río.
Los glacis asociados a las laderas y vertientes, son formas de tipo fluvial de arroyada que pueden presentar o no depósitos detríticos. Encontramos cuatro niveles de glacis diferentes, en algunos casos tectonizados. Estos glacis en la zona del Parque y en su zona de influencia abarcan gran parte del Cuaternario.

2.2.2. Modelado Gravitacional y Periglaciar

Las laderas de las crestas cuarcíticas, se encuentran recubiertas por coluviones y canchales característicos de ambientes periglaciares Pleistocenos y Holocenos.
Los coluviones corresponden a acumulaciones de cantos de cuarcitas, pizarras y areniscas, medianos y pequeños, englobados en una matriz areno-arcillosa, que procedentes de las crestas han sufrido desplazamientos en masa. Diferenciamos hasta cuatro niveles, en relación con distintos momentos del Cuaternario (Pleistoceno medio, superior y Holoceno).
Los canchales son acumulaciones de bloques angulosos de cuarcita de tamaño medio (30 cm a 10 cm), con poca y sin matriz, procedentes de las crestas cuarcíticas, y dispuestos sobre la anterior formación, especialmente en su sector S. El estudio y tratamiento estadístico de estos materiales habla de orientación preferente de cantos (NE/SW, NW/SE); sugiriendo la relación entre reactivaciones de la FAP, que provocan la reactivación de los canchales (Soto, 2006). En las partes medias y bajas de estas formaciones se observan "lóbulos" en arco

y "cicatrices de despegue" signo de movimientos gelifluidales posteriores a su depósito. Todo ello habla de un ambiente de "permafrost" propio de los períodos fríos del Cuaternario.

2.2.3. Modelado poligénico

En las laderas de las Sierras, fosilizadas en parte por los coluviones, sobre todo en el sector S, destacan depósitos de génesis mixta.
Los Piedemonte son depósitos detríticos relacionados con relieves cuarcíticos, en cuya formación han influido procesos gravitacionales y de arroyada. Aparecen asociados a los diferentes coluviones y abarcan desde el Pleistoceno medio al Holoceno.

3. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.

Del análisis de la Cartografía realizada y de sus rasgos geomorfológicos, podemos formular como hipótesis, la existencia de algún pulso neotectónico importante que ha causado el levantamiento del sinclinal de Monfragüe, posiblemente durante el Plioceno, Pleistoceno inferior y Pleistoceno inferior-medio. Explicaría las anomalías en la disposición de terrazas, la ausencia en el Parque de terrazas antiguas del río Tajo, la preservación de la cobertera Neógena en su sector central, los niveles de glacis y coluviones, la orientación de bloques en los canchales y el relieve apalachiano exhumado durante el Cuaternario, que difícilmente podría explicarse en el contexto del cambio climático por sí solo, sin dicha reactivación.
Se deduce también que el Tajo, durante el Pleistoceno Inferior transcurría al S del cauce actual cercano a los depósitos de la raña, cerca de la divisoria actual del Tajo y Almonte, desplazándose en esa época hacia el N y que al inicio del Pleistoceno medio, su cauce estaba más cercano al actual, sin corresponder exactamente con el mismo, produciéndose desviaciones antes del definitivo encajamiento en los materiales del zócalo. Estos cambios pueden ser debido a reajustes tectónicos de las fracturas variscas, reactivadas en el alpino y/o a movimientos neotectónicos, que generaron basculamientos favoreciendo el desplazamiento del río. Pensamos, como origen del encajamiento, en el relieve apalachiano, en un levantamiento generalizado de los materiales del zócalo durante el Plioceno y Cuaternario (antecedencia) y a que el río se establece sobre los materiales del Neógeno, lo que le obliga a encajarse en dicho zócalo (sobreimposición).
Concluimos que el paisaje actual de Monfragüe se debe a la neotectónica junto a los procesos morfogenéticos cuaternarios. La interacción de neotectónica y la acción erosiva y deposicional cuaternaria definieron los rasgos fundamentales de la geomorfología del PNM.

Agradecimientos
Proyectos: CGL 2012-33430/BTE y CGT 2012-37581/BTE.

REFERENCIAS

Álvarez J., de Vicente G y Vegas, R. 2004. Reactivación intraplaca de un relieve apalachiano: las Sierras de Guadalupe y Montanchez. Geo-Temas 6 (5), 221-224.

Carrasco, RM., Pedraza, J; Rubio. J.C. 1991. Actividad geotectónica cuaternaria en el valle del Jerte. Cuaternario y Geomorfología (5), 15-25.

De Vicente, G., Muñoz-Martín, A., 2013. The Madrid Basin and the Central System: A tectonostratigraphic analysis from 2D seismic lines. Tectonophisics 602, 260–284.

Gumiel, P Arias, M, Monteserin, V y Segura, M. Modelo geológico 3d de la estructura en sinforme de Monfragüe: un valor añadido al patrimonio geológico del Parque Nacional. 2010. Boletín geológico y minero, 121 (1):15-28

Gumiel, P., Campos R., Segura, M. y Monteserin, V Guía Didáctica del Parque Natural de Monfragüe. 2003. Junta de Extremadura, 94.

IGME, Hojas geológicas de la Serie Magna: Navalmoral de la Mata, Malpartida de Plasencia, Serradilla, y Jaraicejo. (2006, 1987)

Martin, C. Distensión-comprensión en la cuenca de campo arañuelo. Implicación cortical. 1990. Geogaceta, 8, 39-42

Soto Alonso, S. 2006. Cartografía geomorfológica del P-N de Monfragüe. Proyecto fin de carrera (inédito).U. Alcala de Henares.

Villamor P., Capote R., Stirling M.W., Tsige M., Berryman K.R., Martinez Diaz J.J.,Martín-González F. Contribution of active faults in the intraplate area of Iberia to seismic hazard: The Alentejo-Plasencia Fault. 2012. Journal of Iberian Geology 38 (1): 85-111

Villamor P., Capote R., Tsige M .Actividad neotectónica de la falla de Alentejo-Plasencia en Extremadura (macizo Hespérico). 1996. Geogaceta 20(4): 925-928.

INVESTIGATING THE ROLE OF TOPOGRAPHY ON THE TEMPORAL DYNAMIC OF TREES IN MEDITERRANEAN WOODED PASTURELANDS

Papel de la topografía en la dinámica temporal del arbolado en las dehesas

Herguido Sevillano, E[1].; Lavado Contador, J. F.; Gómez Gutiérrez, Á.and Schnabel, S.
1 Geoenvironmental Research Group (www.grupogiga.es), Physical Geography Area, University of Extremadura, Cáceres, 10071, Spain, * eherguidos@unex.es

Abstract: Iberian *dehesas* and *montados* are considered as highly valuable systems and examples of sustainable farmland practices. However, tree aging and the lack of tree recruitment are being mentioned as threads to its long-term conservation. At the same time, shrub encroaching due to land abandonment is happening in some areas, thus facilitating tree recruitment over those places. These farmland systems are highly determined by their history of land use and management. We hypothesized that the recent spatial-temporal dynamic of tree loss and tree recruitment could be adequately explained by land topographic features as final physical drivers of land use/management processes in dehesas and montados. By comparing aerial images taken in 1956 and 2009, we analyzed the temporal tree dynamics of four dehesa farms in Cáceres (Spain). Multivariate Adaptive Regression Splines (MARS) were used to build spatial models that explain the susceptibility of farm areas to tree recruitment or tree loss as determined by topography. Based on the high model fitness we conclude that some topographical features satisfactorily explain the recent temporal tree dynamics in dehesas. Areas prone to tree recruitment are mainly restricted to marginal areas of steep slopes and spatially segregated from areas of tree loss, so that no real replacement occurs at the local scale.

Key words: Dehesa, montado, tree recruitment, tree loss, MARS.

1. INTRODUCCIÓN

Holm oak (*Quercus ilex*) and cork oak (*Quercus suber*) are key elements for the maintenance of dehesas (montados in Portugal), which is considered a valuable ecosystem from both, a conservational and a socio-economic point of view. As highly influenced by human activities, these ecosystems are vulnerable to land use changes and undergo two opposed processes: land abandonment with shrub encroachment, accompanied by tree densification in some places, and tree loss by land use intensification in others. It has been widely reported that the lack of tree replacement is one of the main problems that this system is facing and that could compromise its long-term sustainability.

As being highly determined by the history of land use and management in the farms, we hypothesized that the recent (1956-2009) spatial-temporal dynamic of tree loss and tree recruitment, could be adequately explained by some topographic features as final physical drivers of land use/management options and of the biological processes in dehesas and montados. This paper describes the main results of developing spatial models based on data-mining statistical methods (Multivariate Adaptive Regression Splines (MARS), applied to data on tree locations and topographical characteristics gathered from 4 farms at two times, i.e. 1956 and 2009.

2. MATERIAL AND METHODS

2.1. Study area

Locations of the study areas are reflected in Figure 1. The farms share similar elevation (217-583 m.a.s.l.), lithology, geomorphology and landscape context; the last two characterized by the presence of old erosion surfaces formed over Precambrian schist and greywacke (Gómez, 1985), and shaped by gently undulating surfaces intersected by river valleys of increasing slope toward the main rivers (Schnabel et al., 2013). Soils, with textures from sandy to silty loam, are mainly shallow and slightly acid. Farm sizes varies between 363.3 ha and 1011.85 ha. The dominant tree species is Holm oak, with Cork oak only present in Cuartos de Marín. Shrub

formations are dominated by *Retama*, *Cytisus* and *Cistus* species.

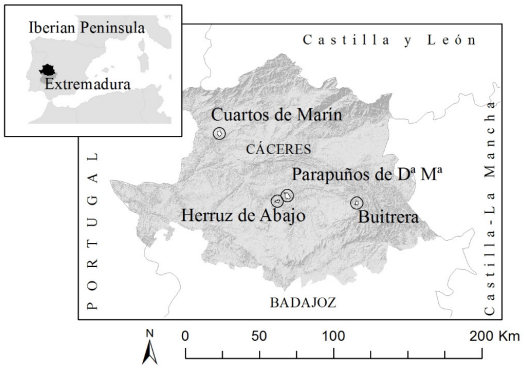


***Figure 1**. Location of the studied farms.*

2.2. Tree location

We used orthorectified aerial photographs taken in 1956 and 2009 and GIS software to identify and georreference the trees in the study areas. Polygons representing tree crowns were obtained by semi-automatic pixel and object based classification procedures. Finally, lost and recruited trees were obtained by crossing the tree crown polygon layers corresponding to the two dates. Polygon centroids were assigned as tree locations and the performance of the whole process was visually revised and manually corrected.

2.3. Topographical variables

The topographical features used as model variables were obtained from a 5 m pixel size Digital Elevation Model (DEM), generated using the *Topo to raster* tool (Hutchinson, 1993) from contour lines and elevation points of the digital topographical map of Spain at scale 1:10000. Different Digital Terrain Models were generated to represent elevation, slope, aspect and curvature (general, profile and planform curvature, following Zeverbergen & Thorne, 1987), the standardized topographical position index (TPI) (Weiss, 2001) and the topographic wetness index (TWI), (Beven and Kirkby, 1979.

2.4. Statistical modelling

Multivariate Adaptive Regression Splines (MARS, Friedman, 1991), a non-parametric modeling statistical method, was used to explain tree loss and tree regeneration locations in the study areas based on their topographical characteristics. MARS was hence applied to data on lost and recruited trees as related to the values of the topographical variables considered. Four MARS individual models (one by farm) and a general model, corresponding to the all-data-ensemble model, were developed and tested for performance. Following Gómez *et al*., 2009, training and test data sets were separated from the whole data (75% and 25% respectively). The general expression of MARS can be written as follows:

$$y = f(x) = \beta_0 + \sum_{m=1}^{M} \beta_m h_m(x)$$

where y corresponds to the value predicted by the model by means of a function $f(x)$, which can be decomposed into an initial constant β_0 and a sum of M terms, each of them being formed by a coefficient β_m and a basic function $h_m(x)$.

The final outcome of a MARS procedure is a sequence of candidate models from which the optimal one is selected as that of the lowest generalized cross validation value (GCV) (Craven and Wahba, 1979). Model validation was performed by constructing with the test data set the Receiver Operating Characteristic (ROC) curve (Deleo, 1993) and by calculating the area under the curve (AUC).

The software used for conducting MARS was MARS 2.0© (Salford-Systems, 2000).

3. RESULTS AND DISCUSION

3.1. Changes in tree number

The number of trees per hectare in the period 1956-2009 increased in most of the farms, except for Cuartos de Marín (Figure 2) where tree loss was much frequent than tree recruitment, with 49.2% of the trees present in 1956 being lost, and only 26.2% of trees of 2009 representing new ones. Herruz de Abajo and Buitrera de Villavieja showed low percentages of lost trees (<10%), being tree recruitment high (38.4% and 68.7% respectively). 18.9% of the trees of Parapuños were lost while 30.2% of them correspond to new ones.

The higher tree density corresponds to Parapuños and the lowest to Buitrera (Figure 2). Herruz showed higher tree density than

Buitrera and Cuartos, but has a heterogeneous spatial distribution, with the presence of large treeless areas. Similarly, tree distribution in Buitrera is rather heterogeneous, being more homogeneous in Cuartos and Parapuños.

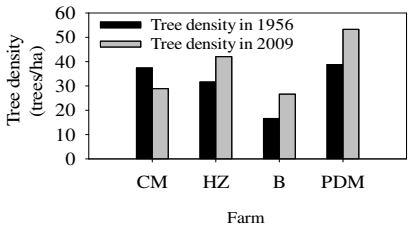


Figure 2. *Tree density changes in the farms between 1956 and 2009: CM, Cuartos de Marín; HZ, Herruz de Abajo; PDM, Parapuños de Doña María; B, Buitrera.*

3.2. Mars Models

The individual models fitness varied among farms (Table 1). The model for Cuartos was the best fitted. Other farms were lower but satisfactorily explained by their respective models.

Table 1. *Mars models fitness: %TL, percentage of correctly predicted tree lost and, %TR, tree recruited; GCV R^2, Generalized Cross-Validation R^2; AUC, Area Under de ROC Curve; All, all farms; GM, general model; IM, individual models. For farm acronyms see Fig.2.*

	Model	% TL	% TR	GCV R^2	AUC
GM	**All**	74.61	76.58	0.352	0.82
	CM	90.41	78.54	-	0.89
	HZ	41.15	87.20	-	0.66
	PDM	66.47	55.03	-	0.66
	B	4.86	97.59	-	0.59
IM	**CM**	87.59	87.42	0.582	0.92
	HZ	66.87	69.56	0.207	0.68
	PDM	68.03	65.93	0.212	0.73
	B	70.13	71.34	0.174	0.75

The general all-data-ensemble model also showed a good fitness (AUC=0.82). Nevertheless, when checking this general model in the spatial context of each farm, the performance was better for Cuartos and Parapuños, than for Buitrera and Herruz, where tree loss was underestimated (Table 1). This is probably consequence of the spatial clustering of the recruited trees towards specific areas of steep slopes, being lost tress sparser in those places. Also, Herruz and Buitrera, as explained above, display large treeless areas, so that their sets of test data models could be influenced by the resulting larger proportion of lost trees. It should be noted, however, that those treeless areas likely experienced tree loss processes, but before the studied period.

The relative importance of the topographical variables in each model revealed the significance of elevation and slope for most of them (Table 2). Elevation was the main factor for all the individual models, followed by aspect in Herruz and Buitrera and by the standardized topographic position index (TPI) for Cuartos de Marín, Parapuños and Naranjero. Profile and general curvature only contributed to explain data in Herruz, while planar curvature was not present in any of the models. Topographic wetness index (TWI) contributed to almost all the models, but with a low relative importance. Aspect was present in all the models, but it might constitute a misleading variable, as it could be not well represented for all its possible values as result of the abovementioned trend of recruited trees to be located to a few specific places in the farms.

As spatially represented in maps of Figure 3, by only considering some topographical features as model variables, we have been able to explain most of the variability about tree loss and tree recruitment processes in the study areas, particularly the later.

Table 2. *Relative (0 to 100) importance of each topographical factor in the MARS models. TPI, Standardized Topographic position index; TWI, Topographic wetness index.*

Model	Slope	Elevation	Aspect	TWI	TPI	Profile curvature	General curvature
General model	100	58.0	44.6	27.7	23.3	-	-
Cuartos de Marín	37.0	100	21.4	7.3	52.1	-	-
Heruz de Abajo	-	100	59.6	-	14.7	44.7	31.7
Parapuños de Dª Mª	18.8	100	46.0	8.5	48.6	-	-
Buitrera	54.5	100	85.7	81.7	25.1	-	-

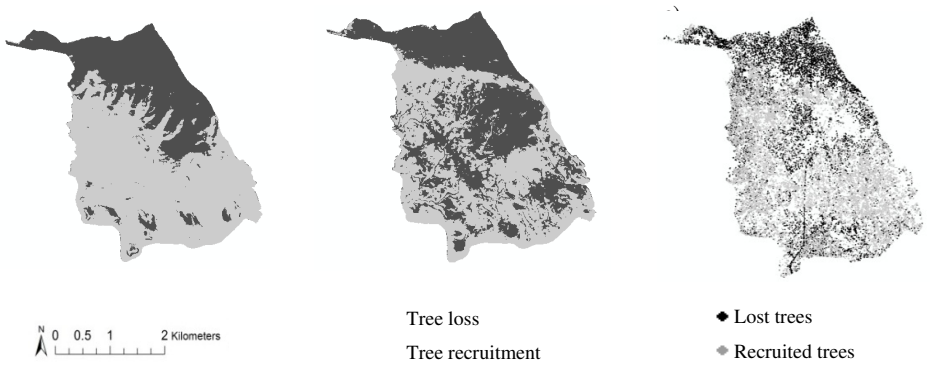


Figure 3. *Cartographical representation of MARS models for Parapuños de Doña Maria farm:* ***a)*** *individual MARS model; b) general all-data-ensemble model applied to Parapuños de Doña Maria. Areas prone to tree recruitment are represented in light grey and areas prone to tree loss are represented in dark grey,* ***c)*** *location of the recruited trees (light grey points) and lost tress (black points).*

4. CONCLUSIONS

Our models show that, in the time lapse analyzed, tree loss and tree recruitment can be largely explained by just the spatial context where they happened as seen from their topographical characteristics. Tree recruitment is mostly happening in the marginal areas of steep slopes, while tree loss, being sparser, tends to occur in flat or gently undulated ones, more intensively used by farmers. That reveals the spatial polarization of both processes and the lack of real (spatial) replacement of the lost trees in dehesas, even when most of them denoted an increase in tree number with time.

MARS analysis has proven to be a good method to reveal those processes in dehesas.

REFERENCES

Beven, K. J. and Kirkby, M. J. 1979. A physically-based variable contributing area model of basin hydrology, Hydrological Science Bulletin. 24(1), 43–69.

Craven, P. Wahba, G., 1979. Smoothing noisy data with spline functions. Numerische Mathematik, 31, 377–403.

Deleo, J.M. 1993. Receiver operating characteristic laboratory (ROCLAB): software for developing decision strategies that account for uncertainty. In: Proceedings of the Second International Symposium on Uncertainty Modelling and Analysis, Computer Society Press, College Park, 318–325.

Friedman, J.H. 1991.Multivariate adaptive regression splines. Annals of Statistics. 19, 1–141.

Gómez Amelia, D. 1985. La penillanura extremeña, Estudio geomorfológico, Universidad de Extremadura, Cáceres, España.

Gómez, A., Schnabel, S. and Felicísimo, A. M. 2009. Modelling the occurrence of gullies in rangelands of southwest Spain. Earth Surf. Process. Landforms. 34, 1894-1902.

Hutchinson, M.F. 1993. Development of a continent-wide DEM with applications to terrain and climate analysis. In: Goodchild, M.F., Parks, B.O., Steyaert, L.T. (Eds.), Environmental Modeling with GIS. Oxford University, New York, 392–399.

Salford-Systems 2000. CART and MARS Data Mining Software. San Diego, CA. URL http://www.salfordsystems.com

Schnable, S. Pulido-Fernandez, M., and Lavado Contador, J. F. 2013. Soil water repellency in rangelands of Extremadura (Spain) and its relationship with land management, Catena. 103, 53-61.

Weiss, A. 2001. Topographic Position and Landforms Analysis. Poster presentation, ESRI User Conference, San Diego, CA.

Zevenbergen, L. W., Thorne C. R. 1987. Quantitative analysis of land surface topography. Earth Surface Processes and Landforms 12, 47-56.

ESTUDIO MORFOLÓGICO DE LA RED DE DRENAJE DE LA CUENCA DEL RÍO LOZOYA DESDE UN PUNTO DE VISTA MORFO-ESTADÍSTICO (SISTEMA CENTRAL, COMUNIDAD DE MADRID-GUADALAJARA).

Analyzing the drainage network combining morphometric indices and statistic tools. A case study from Lozoya River basin (Spanish Central System, Community of Madrid-Guadalajara).

T. Karampaglidis[1], [2], A. Benito-Calvo[1] y A. Pérez-González[1]

1 Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo Sierra de Atapuerca s/n. 09002, Burgos, Spain, theodoros.karampaglidis@cenieh.es.
2 Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Ciudad Universitaria s/n, 28040 Madrid, Spain.

Abstract: The Lozoya River drainage basin is a tectonic depression (pop-down) located at the Middle-Eastern part of the Spanish Central System (Community of Madrid-Guadalajara). The basin morphology, the drainage network density and the fluvial incision show peculiar features suggesting lithostructural controls and a complex landscape evolution during the Quaternary. In order to characterize and classify the river incision diversity we employed multivariate techniques applying GIS and statistical tools. We combined substrate lithological information with morphometric variables, such us elevation, slope and SL index (Length Stream-Gradient index). These techinques have allowed us to reclassify the Lozoya basin in 5 classes which reflect the fluvial net morphology and characterized the complex incision in this region.

Palabras clave: Río Lozoya, índices morfométricos, GIS, herramientas estadísticas, Sistema Central Español.
Key words: Lozoya River, morphometric indices, GIS, statistic tools, Spanish Central System.

1. INTRODUCCIÓN

Desde mediados del siglo XX ha sido muy común el uso de los índices morfométricos en los estudios geomorfológicos regionales (Horton, 1945; Strahler, 1964; Hack, 1973; Bull y McFadden, 1977; Silva et al., 1988; Ritter et al., 1995; Türkan y Bekir, 2011. Estos índices normalmente se utilizaron intentando cuantificar distintos parámetros del relieve con objetivo de analizar los complejos procesos geodinámicos implicados en la evolución del paisaje (Patton, 1988; Burbank y Anderson, 2006; Vijith y Satheesh, 2006; Jena y Tiwari, 2006). En este trabajo hemos combinado distintos índices morfométricos (altitud, pendiente y SL índice), calculados en los perfiles longitudinales de los valles por medio de técnicas estadísticas multivariantes de análisis discriminante. La finalidad de este trabajo es describir las diferencias en los rasgos de incisión fluvial basándose en variables discriminantes y obtener una clasificación que agrupe los patrones de incisión de la red de drenaje.

2. CONTEXTO REGIONAL

La cuenca de drenaje del río Lozoya es una depresión tectónica intramontana labrada sobre materiales paleozoicos de la parte centro-oriental del Sistema Central Español. Forma parte de una alineación montañosa (NE-SO) delimitada al Oeste por las estribaciones Sierra de Guadarrama, al Norte por Somosierra, al Este por la Sierra de Ayllón y al Sur por la Sierra de la Cabrera; y constituye la frontera natural entre las dos cuencas cenozoicas, de Madrid al Sur y de Duero al Norte. Fisiográficamente es un área con grandes contrastes altimétricos que varían desde cotas

de 2.429 m en el punto más alto (pico de Peñalara, Sierra de Guadarrama), hasta las cotas inferiores de 700 m que alcanza en su zona de unión con el río Jarama, hacia el SE. Su clima está condicionado por su altimetría, donde en las zonas más bajas está caracterizado como tipo mediterráneo subhúmedo-húmedo de inviernos fríos; y en las mayores altitudes en la divisoria se define como clima mediterráneo de alta montaña (Ninyerola et al., 2005).

Su litología está constituida mayoritariamente por rocas metamórficas y plutónicas paleozoicas. En menor medida y localizadas en las partes inferiores de la cuenca (Alto valle de Lozoya; Zona de Buitrago y del Atazar; conjunción con el río Jarama), se encuentran rocas sedimentarias cuya edad varía entre Cretácico Superior y Holoceno y su composición es muy heterogénea (Arenas et al., 1991; Bellido et al., 1991(a), 1991 (b); Aznar et al., 1995).

Su estructura se visto ido principalmente afectada por una larga historia tectónica y sus fases orogénicas más destacadas y reconocidas son durante los ciclos Varisco y Alpino (Capote et al., 1987; De Vicente et al., 2007).

3. METODOLOGIA

En este trabajo hemos diferenciado la litología en 4 grupos considerando su erodabilidad, permeabilidad y su resistividad a la meteorización: (1) ortogneisses y leucogneisses; (2) paragneisses, esquistos, metasamitas, pizarras negras y cuarcitas; (3) granitos, adamellitas y rocas filoñanas; y (4) areniscas, arenas, dolomías, lutitas, bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas (Fig.1). Posteriormente estos grupos han sido combinados con valores de curvatura (Cp, Curvatura *profile*), de varias clases de pendiente [(1) 1-3°, (2) 3-5°, (3) 5-10°, (4) 10-20° and (5) ≥20°], del índice SL y del elevación extraídos del modelo digitale de elevaciones (MDE), con resolución de 5 m (MDT05) en los perfiles longitudinales de los arroyos más importantes de la cuenca de drenaje del río Lozoya obtenidos por el MDT05 (ARC-GIS10, spatial analyst tools, Hydrology toolset). Para poder asociar todos estos valores hemos aplicado la técnica estadística "*Discriminant Analysis*". El análisis discriminante es una técnica estadística multivariante cuya finalidad es describir (si existen) diferencias entre grupos de objetos sobre los que se observan varias variables (variables discriminantes). El análisis discriminante se utiliza cuando se conocen grupos a priori. En términos simples, el análisis de la función discriminante es la clasificación, es decir, el acto de distribuir varios grupos en diferentes clases o categorías. Nuestro objetivo usando esta técnica era reclasificar los grupos litológicos en diferentes categorías usando como variedades la pendiente, curvatura, índice SL y elevación.

Después, hemos interpolado los valores obtenidos de las funciones discriminantes, utilizando herramientas SIG (ArcGIS 10.2.1). Para ello, hemos realizado un análisis geostadístico utilizado el método cokriging. Este método consiste en el uso de información de diferentes tipos de variables. Este método analiza una variable principal que se autocorrelaciona entre sus valores y con valores de otras variables para poder mejorar el modelo de predicción. En nuestro caso las variables que hemos elegido son las funciones obtenidas desde el análisis discriminante.

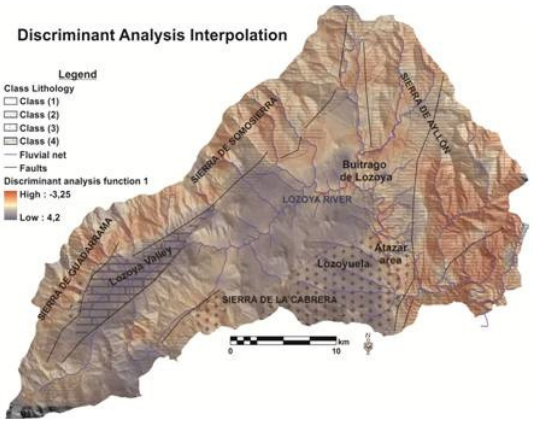


Fig. 1. Mapa para las funciones del análisis discriminante en nuestra zona de estudio. El mapa se ha clasificado según el método cuantil.

Fig. 1. Map of the discriminant analysis functions, calculated for Lozoya study area. The black lines correspond to the main faults of the study area. Discriminant functions were classified according to the quantile method.

4. RESULTADOS Y DISCUSION

Mediante el análisis discriminante hemos podido combinar los valores de otras variables cuantitativas que nos ayudaron a predecir un

nuevo grupo de clasificación para las 4 clases litológicas. Se utilizaron 1996 casos para desarrollar un modelo que podría diferenciar las 4 clases. Se introdujeron 4 variables pronosticadas y se usaron las 2 funciones discriminantes que mejor se ajustan para p-valores inferiores a 0.05 que son estadísticamente significativas al 95% de nivel de confianza.

Durante el empleo de este método se identificaron 5 nuevos grupos. Dos grupos (A y B) para la clase 1; dos grupos (C y D) para la primera (1) y tercera (3) clases; y un grupo (E) para la segunda (2) clase (Fig. 2). En todas las clases hay valores no agrupados y muy dispersos que probablemente están relacionados con las zonas de ladera donde predominan altas tasas de erosión y morfologías difíciles de clasificar.

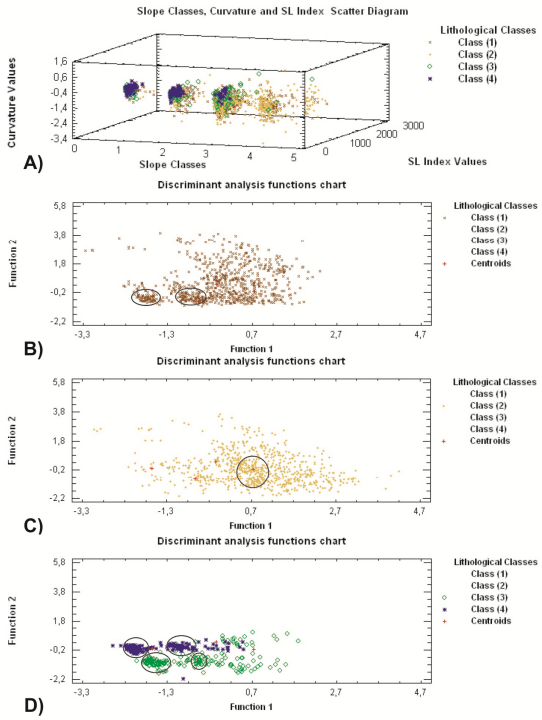


Fig. 2. A) Diagrama de correlación entre las diferentes clases litológicas identificadas en la cuenca de drenaje del río Lozoya y las clases de pendiente, los valores de los perfiles de Curvatura (Cp) y los del índice SL. B) Diagrama de las funciones discriminantes solo para la clase (1). C) Diagrama de las funciones discriminantes solo para la clase (2). D) Diagrama de las funciones discriminantes para las clases (3) y (4).

Fig. 2. A) Correlation scatter plot between Slope classes, Curvature profile (Cp) values and SL with the Lozoya basin lithological classes. B) Discriminant analysis function chart for class (1). C) Discriminant analysis function chart for class (2). D) Discriminant analysis function chart for classes (3) and (4).

El grupo A y B (clase 1) se encuentra en la zona del Valle Alto del Lozoya. Esta zona se caracteriza por suaves pendientes y pequeños valores de SL y valores de Cp próximos al 0. Esta área está representada por altos valores negativos para la función 1 y cerca de 0 para los valores del eje x (función 2; Fig. 1). La zona del Valle Alto de Lozoya en sus altitudes inferiores (1.000-1.300 m) está caracterizada por formas de relieve suave y dominan los procesos de sedimentación y agradación (Fig.1). Los grupos C y D están representados por rocas de la primera y tercera clase. Estos grupos se identifican con bajos valores negativos a los ejes X e Y (Fig.2). En las cotas inferiores de las zonas de Buitrago de Lozoya y de Lozoyuela los grupos C y D están relacionados con morfologías erosivas planas y extensas excepto en las zonas de contacto entre diferentes grupos lito-estructurales donde está instalada la red fluvial del río Lozoya, y se forman cañones y zonas de alta incisión (zona Atazar, Fig. 1). Por último, el grupo E está formado por rocas de la segunda clase. En la trama E (Fig. 2) podemos observar que este grupo tiene valores positivos para la primera función, algo que no sucede en los demás grupos. Esta zona esta caracterizada por altos valores de pendiente y de SL y altos negativos para Cp.

5. CONCLUSIONES

Concluyendo, según los resultados descritos anteriormente se puede establecer una relación entre la litología y las morfologías dominantes en nuestra zona de estudio. La clase 4 (rocas sedimentarias) está caracterizada por formas de relieve suave, asociadas con altas tasas de sedimentación altas y una gran vulnerabilidad a los procesos de erosión y meteorización (zonas de karst en el área de Lozoya del Valle). La primera y tercera clase (rocas metamórficas de alto grado y plutónicas) están representadas por formas planas erosivas, como altiplanicies o mesoplanicies (formas erosivas antiguas), pedimentos, rellanos, terrazas rocosas, navas y cañones. Por fin, la segunda clase litológica (rocas metamórficas de grado bajo a medio) está relacionada con formas erosivas

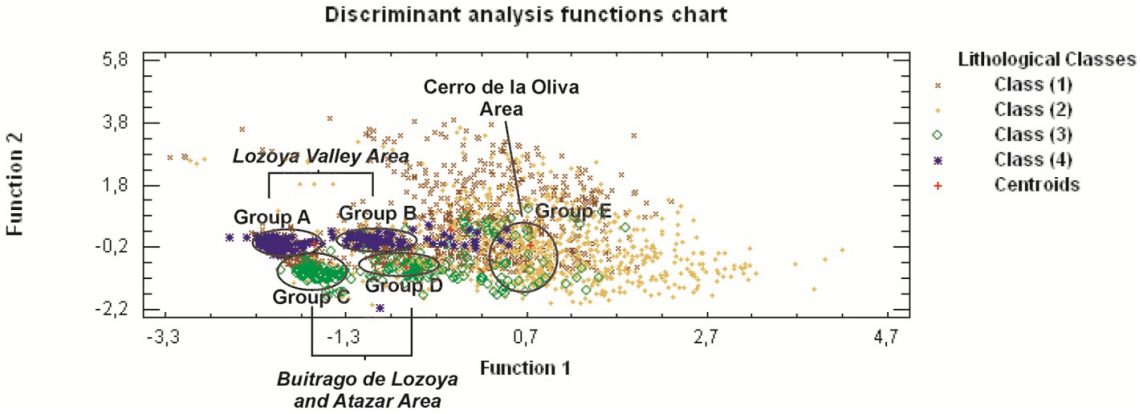


Fig. 3. Diagrama de las funciones discriminantes para todas las clases.
Fig.3. Discriminant analysis function chart for all the classes.

degradadas, valles escarpados y grandes cañones.

REFERENCIAS

Arenas, R., Fúster, J.M., Martínez, J., Del Olmo, A. y Villaseca, E., 1991. Mapa Geológico de España a E.1:50.000, Segovia (483). IGME, Madrid.

Aznar, J.M., Pérez-González, A. y Portero García, J.M., 1995. Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Valdepeñas de la Sierra (485). IGME, Madrid.

Bellido, F., Casquet, C., Fúster, J.M., González, F., Martin, L.M., Martínez-Salinova, J. y Del Olmo, A., 2004. Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Torrelaguna (509). IGME, Madrid.

Bellido, F., Casquet, C., Fúster, J.M., Martin, A., Del Olmo, A. and De Pablo, J.G., 1991 (a). Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Cercedilla (508). IGME, Madrid.

Bellido, F., Escuder, J., Klein, E. and Del Olmo, A., 1991 (b). Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Buitrago de Lozoya (484). IGME: Madrid.

Bull, W.B. y McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. En Doehring, D.O. (Eds.): Geomorphology in Arid Regions. Proc., Eighth Annu. Geomorphol. Symp., State University of New York, Binghamton, 115-138.

Burbank, D.W. y Anderson, R.S., 2001. Tectonic Geomorphology. Blackwell, Oxford, UK.

Capote, R., González, J.M. y De Vicente, G., 1987. Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el Sector Central del Sistema Central Ibérico. Cuadernos Do Laboratorio Xeoloxico De Laxe 11, 305-314.

De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Silva, P.G., Andrienssen, P., Cloetín, S., González-Casado, J.M., Van Wees, J.D., Alvárez, J., Carbó, A. y Olaiz, A., 2007. Cenozoic Thick-skinned deformation and topography evolution of the Spanish Central Symstem. Global and Planetary Change 58, 335-381.

Hack, J.T., 1973. Stream-profile analysis and the stream-gradient index. Journal of Research of the United State Geological Survey 1, 421–429.

Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. The Geological Society of America 56, 275–370.

Jena, S.K. y Tiwari, K.N., 2006. Modeling synthetic unit hydrograph parameters with geomorphologic parameters of watersheds. Journal of Hydrology 319, 1–14.

Ninyerola, M., Pons, X. y Roure J.M. 2005. Atlas climático digital de la Península Ibérica. Metodología y aplicaciones en bioclimatología y geobotánica. Universidad Autónoma de Barcelona, Bellaterra.

Patton, P.C., 1988. Drainage basin morphometry and floods. En Kochel, V.R., Patton, P.C. (Eds.): Flood Geomorphology. Baker, Wiley, USA, 51–65.

Ritter, D.F., Kochel, R.C. y Miller, J.R., 1995. Process Geomorphology. 3rd edition. William C. Brown publishers, Dubuque, IA.

Silva, P.G., Goy, J.L. y Zazo, C., 1988. Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid. Estudios Geológicos 44, 415–427.

Strahler, A.N., 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. En Chow, V.T. (Eds.): Handbook of Applied Hydrology. Publisher, New York.

Türkan, A. y Bekir, A., 2011. Development and morphometry of drainage network in volcanic terrain, Central Anatolia, Turkey. Geomorphology 125(4), 485-503.

Vijith, H. y Satheesh, R., 2006. GIS based morphometric analysis of two major upland sub-watersheds of Meenachil River in Kerala (short note). Journal of the Indian of Remote Sensing 34, 181–185.

MEDICIÓN DEL ESPESOR DE NIEVE A MUY LARGA DISTANCIA MEDIANTE UN LÁSER ESCANER TERRESTRE EN EL PIRINEO ARAGONÉS

Very long range snow depth measurements with a Terrestrial Laser Scanner in Aragon's Pyrenees

J. Revuelto [1], J. I. López-Moreno[1], C. Azorin-Molina[1], S.M. Vicente-Serrano[1], P. Sánchez-Navarrete[1] y S. Fontaneda[1]

1 Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC, Avda. Montañana 1005, 50039 Zaragoza, España.
jrevuelto@ipe.csic.es

Abstract: Snow dynamics in mountain terrain is highly variable in space and time. To increase the knowledge of those processes that govern snow distribution, is highly interesting from a scientific and applied point of view. This work presents the particularities of applying LiDAR technology in mountain terrain to measure snow depth distribution, using a very long range Terrestrial Laser Scanner (TLS) at the Balneario de Panticosa study site in central Spanish Pyrenees. Applying a well-established protocol enables to obtain the snow depth distribution, at ranges from 1200 to 3000 m from the device, with a high degree of confidence when compared with manual measurements with an estimated error of 0.5m. Five snow depth distribution maps obtained in 2013 snow season show the snow depth distribution evolution of a 150 ha study site, with an average resolution of 0.67 points per square meter.

Palabras clave: TLS, distribución espesor nieve, Pirineos.
Key words: TLS, snow depth distribution, Pyrenees.

1. INTRODUCCIÓN

En las cabeceras de los valles pirenaicos la acumulación de agua en forma de nieve representa el principal aporte de caudal durante los meses de fusión (López-Moreno y García-Ruiz, 2004). Determinar la distribución del manto de nieve es realmente complicado, por lo que la mejora de las técnicas que proporcionan información de este elemento tan variable en el espacio y en el tiempo, es bien recibida por la comunidad científica. La obtención de información espacial de la distribución del manto de nieve con tecnología Laser Escáner Terrestre (TLS) ha supuesto en la última década un gran avance en el campo de la nivología (Deems et al., 2013), ya que permite determinar a una elevada resolución espacial la distribución del manto de nieve.

En este trabajo se presenta la aplicación de dicha tecnología en la monitorización del espesor del manto de nieve a muy larga distancia en una zona del Pirineo. Los datos obtenidos con el TLS han sido contrastados con mediciones manuales para estimar el error cometido.

2. ZONA DE ESTUDIO

Situado en el Pirineo central aragonés, el Balneario de Panticosa está situado en un antiguo circo glaciar con elevadas pendientes y diversas orientaciones, cuya parte más baja se encuentra a 1635 m de altitud. La zona de estudio, con un área superior a las 158 ha, está ubicada en la ladera oeste del circo, con elevaciones que oscilan entre los 1850 y 3051 m sobre el nivel del mar. Las características de la zona de estudio (elevadas pendientes, rugosidad del terreno, elevado rango de elevación), permiten estudiar la influencia de distintos procesos que influyen en la dinámica del manto de nieve.

3. METODOLOGÍA

El dispositivo empleado es el láser escáner de largo alcance RIEGL LPM-321, que con tecnología LiDAR de medición de tiempo de

vuelo, alcanza distancias de muestreo en condiciones óptimas de 6000 m. Hasta la fecha, el espesor de nieve ha sido muestreado con TLS a distancias entre 500 y 1000 m (Grünewald et al., 2010; Prokop, 2008; Revuelto et al. (2014). En la zona de estudio, la menor distancia de muestreo es de 1200 m, llegando a 3000 m en las zonas más alejadas. Las nubes de puntos son obtenidas desde una única posición de escaneo, situada en la ladera opuesta.

La metodología en la adquisición de las nubes de puntos proporcionada por el TLS viene íntegramente descrita en Revuelto et al., (2014). La rugosidad del terreno y las elevadas pendientes, originan elevados ángulos de incidencia del haz láser, que en combinación con la larga distancia de muestreo, hacen necesaria la utilización de modos de trabajo del TLS con menor velocidad de muestreo (*Long Range*100Hz; *Very Long Range* 10Hz). Por otro lado, en determinadas zonas, la presencia de luz solar y las propiedades ópticas de la nieve (Painter y Dozier, 2004), impiden la detección de la señal de retorno. Este efecto se evita al escanear sin presencia de luz solar, siendo necesario trabajar durante el atardecer y prolongar las mediciones durante las primeras horas de la noche. En el mapa de intensidad de señal detectada (Fig. 1) pueden apreciarse estas zonas en tonos oscuros.

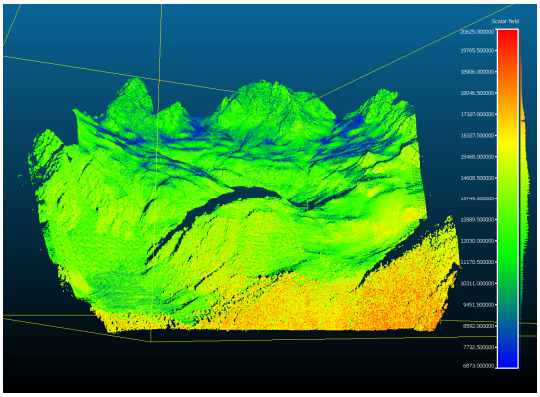


Fig. 1. Intensidad de señal detectada.
Fig. 1. Detected signal intensity.

Tras el procesado de la información obtenida en *Riprofile 1.6.2* (filtrado de puntos y transformación a sistema de referencia global), los datos son importados a *Cloud Compare*, software que permite la comparación directa entre las nubes de puntos. Con dicho programa, se ha obtenido el mapa de distancias entre la topografía sin presencia de nieve y la de cada uno de los días de muestreo de invierno y primavera.

La información proporcionada por el TLS debe ser contrastada con mediciones manuales para estimar el error en el espesor estimado. Por ello, en días en que las condiciones meteorológicas, así como del manto de nieve lo han permitido (3 de los 5 muestreos), se han realizado muestreos manuales. Con una sonda de aluminio y un GPS de mano (Garmin 60CSx), se muestreó el espesor de nieve en tres zonas situadas a 1900 (1), 2200 (2) y 2800 (3) m s.n.m. (Fig.2) y las distancias entre el TLS y estas zonas es de 1500, 1700 y 2800m respectivamente. Este muestreo se ha realizado siguiendo un trazado en "zig-zag" descendente con mediciones cada 10 m, y un mínimo de 10 puntos. En cada punto de medida se realizan 9 mediciones en los vértices de una retícula de 1,5 m. Para que las mediciones del TLS y manuales puedan compararse, han de ser realizadas el mismo día. Como estimación del error de medición cometido entre el TLS y las medidas manuales, se presentan los valores medios y la desviación estándar de ambas muestras en aquellas zonas donde se solapan.

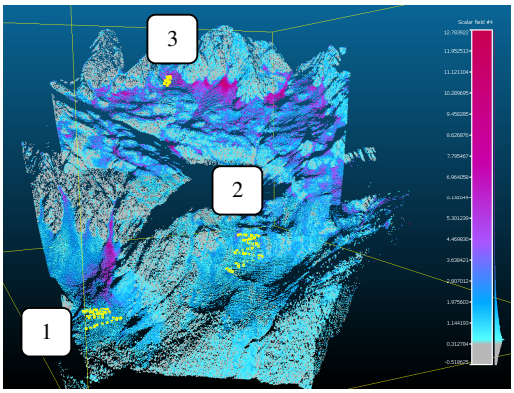


Fig. 2. Distribución del espesor de nieve para el día 2 de marzo de 2013 y zonas de medición manual (amarillo).
Fig 2. Snow depth distribution the 2th March 2013 and manual sampling zones (yellow).

4. RESULTADOS

La distancia media entre los puntos obtenidos por el TLS es inferior a 1.5 m, aumentando hasta los 3 m en las zonas más distantes del dispositivo. De este modo la resolución media de las nubes de puntos es de 0.67 pts/m^2. Las nubes de puntos tienen un promedio de 350000

puntos. Esta información ha sido adquirida en tiempos de medición que oscilan entre 3 y 4 horas. Durante el invierno y primavera 2012-2013, se llevaron a cabo cinco campañas de muestreo en la zona de estudio (26/12 de 2012; 02/03, 17/04, 26/05, 24/06 de 2013). Por medio de los mapas obtenidos (Fig. 2 y Fig. 3, el mapa del 2/03 se muestra en la Fig. 2), es posible observar la evolución del manto de nieve en el área de estudio, tanto en los periodos de acumulación como en los de fusión. De este modo, al comienzo de la temporada se observa una distribución más uniforme del manto de nieve, sin las grandes acumulaciones de marzo a junio (bajo canales de aludes, concavidades profundas o zonas sotaventadas a los vientos dominantes). Por otro lado, se aprecia un gradiente altitudinal en el espesor de nieve con mayores espesores en zonas más elevadas y una fusión del manto de nieve más rápida en las cotas más bajas. Así mismo, se percibe cómo las zonas de elevadas pendiente (>45º) no son favorables a la acumulación de nieve.

Los espesores medios acumulados cada día de muestreo se presentan en la Tabla 1. Respecto al espesor máximo (Tabla 1), detectado siempre en las cotas más altas, se observa un incremento progresivo hasta la fecha en que se detectó la máxima acumulación (17/04/2013), manteniéndose elevados hasta junio, cuando ya había fundido casi toda la nieve en las cotas más bajas

Tabla1. Espesor medio (AvgSD[m]) y espesor máximo (MaxSD[m]) de nieve registrados los días de muestreo

Table 1. Average snow depth (AvgSD[m]) and maximum snow depth (MaxSD[m]) measured survey days.

	AvgSD	MaxSD
26/12/2012	0.75	8.3
02/03/2013	1.4	11.5
17/04/2013	1.4	13.3
26/05/2013	1.1	12.8
24/06/2013	0.8	11.5

En la Tabla 2 se muestran los valores medios y las desviaciones estándar de mediciones manuales y del TLS para los 3 días con datos disponibles en las zonas comunes muestreadas. Las diferencias entre los valores medios del TLS y los manuales, oscilan entre 0.2 y 0.5 m; y las desviaciones estándar de las muestras son, en prácticamente el 80% de los casos, inferiores a 0.5 m.

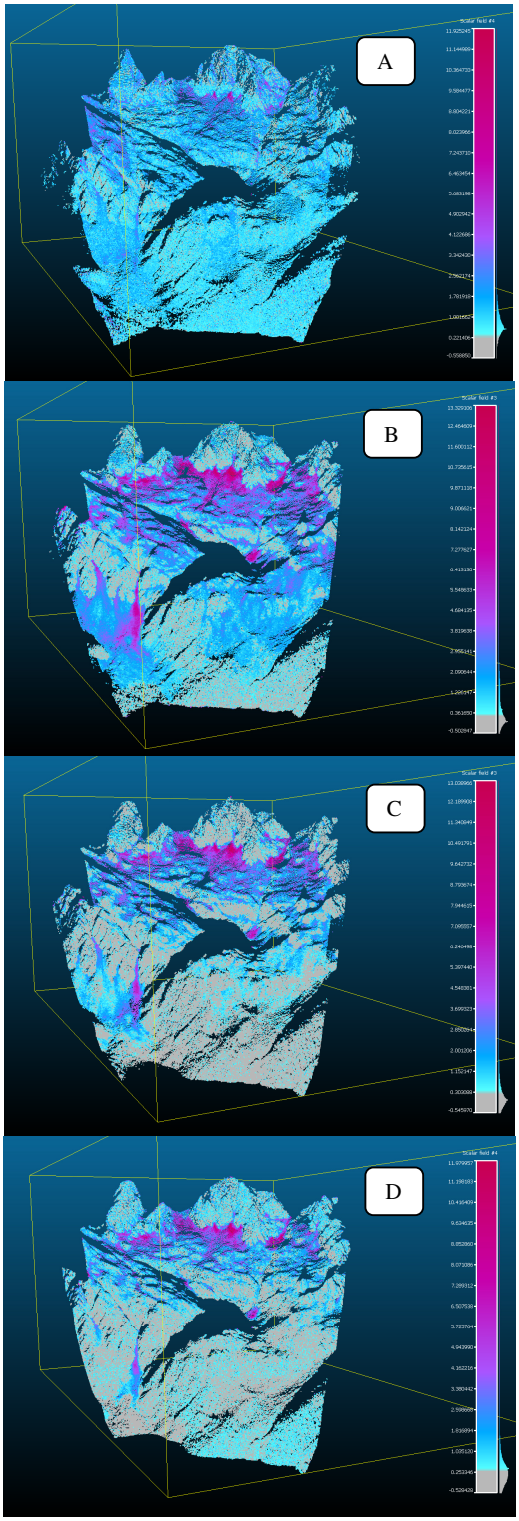


Fig. 3. Espesor de nieve en la zona de estudio de cuatro de los cinco días muestreados. A, 26/12/2012; B, 17/04/2013 C 26/05/2013; D 24/06/2013.

Fig.3. Snow depth at the study site for four of the five survey days. A, 26/12/2012; B, 17/04/2013 C 26/05/2013; D 24/06/2013.

Tabla 2. Espesores medios de nieve (AvSD[m]) y desviación estándar (dSD[m]) de las mediciones del TLS (T) y manuales (M) en zonas de muestreo común.
Table 1. Average snow depth (aSD[m]) and standard deviation (dSD[m]) of TLS (T) and manual (M) values at common sample sites.

	26/12/2012		**02/03/2013**		**17/04/2013**	
	aSD	dSD	aSD	dSD	aSD	dSD
T1	0.81	0.33	2.10	0.55	1.44	0.47
M1	0.56	0.09	2.91	0.70	1.90	0.34
T2	1.17	0.41	1.72	0.71	0.90	0.49
M2	0.8	0.09	2.36	0.49	1.32	0.23
T3	---	---	4.60	0.90	---	---
M3	---	---	4.80	0.31	---	---

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Teniendo en cuenta la elevada variabilidad espacial del espesor de nieve (López-Moreno et al., 2011), y la dificultad en la validación de los datos en zonas remotas, los resultados son realmente alentadores para continuar utilizando esta tecnología en la monitorización del manto de nieve en ambientes de alta montaña, aumentándose las distancias de muestreo validadas y aceptadas hasta ahora de entre 500 y 1000 m (Lundberg et al., 2008; Revuelto et al., 2014) hasta prácticamente 3000 m. Al considerar simultáneamente los valores promedios y la desviación estándar de ambas muestras de datos, se aprecia la similitud entre el TLS y las mediciones manuales. De este modo, en las zonas de validación, es admisible un error medio en la estimación del espesor del manto de nieve que no supera los 0.5 m (±0.25m). Sin embargo en algunas zonas, con condiciones menos favorables para adquirir información con el TLS (ángulos de incidencia elevados, límites de las sombras originadas por la topografía…), este error puede verse incrementado, siendo muy complicada su estimación debido a las dificultades de acceso y muestreo manual. Pese a ello, estas zonas representan una superficie despreciable y además los patrones generales de nieve son muy coherentes, con mayores acumulaciones en concavidades, y zonas de acumulación de aludes, marcados gradientes altitudinales, etc. Así, se puede considerar esta técnica como una herramienta realmente potente para la monitorización del manto nivoso a muy larga distancia con una elevada resolución espacial.

Agradecimientos
Este estudio ha sido financiado por los proyectos "Hidrología nival en el Pirineo Central Español: Variabilidad espacial, importancia hidrológica y respuesta a la variabilidad y cambio climático" (CGL2011-27536/HID,Hidronieve), y "El glaciar de Monte Perdido: estudio de su dinámica actual y procesos criosféricos asociados como indicadores de procesos de cambio global", (MAGRAMA 844/2013). El primer autor está contratado como personal de investigación en formación por el programa FPU 2010 del Ministerio de Educación Cultura y Deporte y el tercer autor con un contrato JCI-2011-10263. Los autores agradecen la ayuda prestada a todas personas que han colaborado en las tareas de campo.

REFERENCIAS

Deems, J.S., Painter, T.H., y Finnegan, D.C. 2013. Lidar measurement of snow depth: a review. Journal of Glaciology 59, 467–479.

Grünewald, T., Schirmer, M., Mott, R., and Lehning, M. 2010. Spatial and temporal variability of snow depth and ablation rates in a small mountain catchment. The Cryosphere 4, 215–225.

López-Moreno, J.I., y García-Ruiz, J.M. 2004. Influence of snow accumulation and snowmelt on streamflow in the central Spanish Pyrenees / Influence de l'accumulation et de la fonte de la neige sur les écoulements dans les Pyrénées centrales espagnoles. Hydrological Sciences Journal 49, 787–802.

López-Moreno, J.I., Fassnacht, S.R., Beguería, S., y Latron, J.B.P. 2011. Variability of snow depth at the plot scale: implications for mean depth estimation and sampling strategies. The Cryosphere 5, 617–629.

Lundberg, A., Gustafsson, V., y Granlund, N. 2008. " Ground Truth" Snow Measurements–Review. of operational and New measurement methods fos Sweeden, Norway and Finland. In 65th Eastern Snow Conference, (Fairlee. Lake Money, Vermont, USA), pp. 215–237.

Painter, T.H., y Dozier, J. 2004. The effect of anisotropic reflectance on imaging spectroscopy of snow properties. Remote Sensing of Environment 89, 409–422.

Prokop, A. 2008. Assessing the applicability of terrestrial laser scanning for spatial snow depth measurements. Cold Regions Science and Technology 54, 155–163.

Revuelto, J., López-Moreno, J.I., Azorin-Molina, C., Zabalza, J., Arguedas, G., and Vicente-Serrano, S.M. 2014. Mapping the annual evolution of snow depth in a small catchment in the Pyrenees using the long-range terrestrial laser scanning. Journal of Maps 0, 1–15.

LA APLICACIÓN DE TÉCNICAS GEOMÁTICAS EN ESTUDIOS GEOMORFOLÓGICOS: PROCESOS DE EROSIÓN Y DEPOSICIÓN EN CÁRCAVAS

Geomatic techniques application in geomorphological studies: erosion and deposition processes in badland areas

P. Errea[1], J. Revuelto[1], E. Nadal-Romero[2,3] y J.I. López-Moreno[1]

1 Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC, Zaragoza. paz@ipe.csic.es
2 Dep. Geografía. Universidad de Zaragoza. IUCA. Pedro Cerbuna, 12. 50009, Zaragoza.
3 Institute for Biodiversity and Ecosystem Dynamics. ESS Research Group. University of Amsterdam.

Abstract: Geomatic techniques have been routinely applied in recent years in geomorphological studies worldwide. This study uses the combination of the metric information offered by an image based technique (close range photogrammetry with a reflex digital camera) and a high performance spatial data capture method (Terrestrial Laser Scanner, TLS). By comparing different point clouds of the same area, obtained at different moments, variations in the terrain and temporal dynamics can be analyzed. The aim of this study is to apply two geomatic techniques (photogrammetry and TLS) to evaluate geomorphological processes (erosion and deposition) in a badland area. Results show that both methods provide new opportunities in geomorphological studies.

Palabras clave: Escáner láser terrestre, procesos geomorfológicos, badlands
Key words: Terrestrial laser scanner, geomorphological processes, badlands

1. INTRODUCCIÓN

En la última década, las técnicas geomáticas han evolucionado de manera importante, y su uso en estudios geomorfológicos y de erosión ha experimentado un gran auge (p.e. Castillo et al., 2012; Schneider et al., 2012; Revuelto et al., 2013 y 2014). La fotogrametría, como método basado en imágenes presenta un alto nivel de detalle. Por otro lado, las ventajas de los sensores activos (LiDAR) se relacionan con su gran capacidad de adquisición de datos espaciales. Este trabajo presenta la combinación de dos técnicas geomáticas, fotogrametría y láser escáner terrestre (TLS) para el estudio de la dinámica geomorfológica de una zona acarcavada en la cuenca experimental de Araguás localizada en el Pirineo Central, con el objetivo de analizar la potencialidad de ambas metodologías y valorar los primeros resultados.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Área de estudio

La zona seleccionada para este estudio es la cuenca de Araguás (45 ha) que se caracteriza por presentar una densa red de cárcavas en la parte inferior. Se localiza en la zona central de la Depresión Interior Altoaragonesa, 9 km al noroeste de Jaca.

La parte baja de la cuenca (25%) corresponde al sector de cárcavas (relacionada con la presencia de litologías margosas), con pendientes muy pronunciadas (media próxima al 20%). Esta zona presenta una fuerte dinámica geomorfológica y se observan frecuentemente movimientos en masa, desprendimientos y deslizamientos.

El clima, definido como submediterráneo de montaña, se caracteriza por una marcada estacionalidad. Las precipitaciones anuales oscilan entre 600 y 900 mm, con una media de 85 días de lluvia al año.

2.2. Métodos: fotogrametría y TLS

La fotogrametría de corto alcance (close-range photogrammetry) permite obtener modelos en 3D a partir de pares o múltiples imágenes solapadas y con distinto ángulo mediante triangulación. En este caso, se utilizó una cámara FUJIFILM, Finepix x100. Este modelo de cámara, tiene una distancia focal de

23mm equivalente a 35mm en lente fija, que gracias a su alta calidad, presenta mejores características para la reconstrucción de la geometría 3D (James and Robson, 2012) En cada muestreo se tomaron 17 imágenes a una distancia aproximada de 40-60 m y con una resolución de 12 Mp (4288 x 2848 pixeles). Las imágenes tomadas en el campo fueron analizadas con el software *AgiSoft Photoscan Professional Edition* con el que es posible generar un modelo tridimensional de la zona de estudio.

Por otro lado, el láser escáner terrestre (TLS) es una tecnología que permite la obtención de datos topográficos a una resolución y rapidez sin precedente, generándose, a partir de las nubes de puntos adquiridas por el dispositivo, modelos de superficie de gran detalle y fiabilidad. En la presente investigación se ha utilizado el modelo de TLS, LPM-321 de RIEGL (Fig. 1), que emplea la tecnología de tiempo de vuelo para determinar la distancia de los distintos puntos de la zona de escaneo y obtener la nube de puntos tridimensional del área deseada, procesándose la información con *Riprofile 1.6.2*. La resolución media con la que se ha trabajado en esta zona de estudio es de 0,054º de paso angular. Al estacionar el láser a una distancia media de 23 m, la resolución espacial media es de 2065ptos/m^2 lo que es equivalente a una distancia media entre puntos de 0,022m. La información fue adquirida desde una única posición de muestreo. En el caso de las imágenes digitales tratadas con fotogrametría, la densidad de puntos obtenida fue 1850 ptos/m^2. Las fotos se georreferencian entre si para obtener el modelo en 3D en el software *Agisoft Photoscan*.

En ambos casos, el procesado de la información (filtrado y transformación de coordenadas a un sistema de referencia común), y la posterior comparación de los modelos tridimensionales obtenidos en *CloudCompare*, permite obtener mapas de distancias (Girardeau-Monaut et al., 2005) entre las nubes de puntos correspondientes a los distintos días de muestreo.

Se han realizado dos muestreos en la cuenca de Araguás (45 ha, Pirineo Central) en una ladera con exposición sur. Con el objetivo de poder comparar los resultados obtenidos, en todos los muestreos se aplicaron las dos técnicas geomáticas anteriormente citadas.

A partir de las fotografías tomadas el 23 de julio (6 fotografías, solape de 80%) y el 12 de noviembre (8 fotografías) e introduciendo las coordenadas de los 9 puntos de control utilizados en la georreferenciación de las nubes de puntos obtenidas con el TLS, se ha realizado la transformación a un sistema de coordenadas común. Estos puntos de control se encuentran fijos en el terreno (estacas que penetran 0,5 m en el suelo) y sus coordenadas son empleadas para para realizar una transformación de coordenadas rígida. Aunque se dispone de las coordenadas geográficas de los reflectores obtenidas por un GPS de mano (Garmin GPSmap 60CSx), se ha optado por el sistema relativo de coordenadas por tener más precisión. La distribución de los 9 puntos de control cubre la totalidad de la zona de estudio, desde la parte superior (la más alejada) a la inferior (la zona más cercana al TLS), así como en ambos extremos laterales. El RMSE obtenido en la transformación de coordenadas ha sido en todos casos inferior a 0,015 m en el caso de las imágenes TLS, mientras que las imágenes digitales tratadas con *Agisoft* dieron lugar a errores de 0.025m.



Fig. 1. Láser escáner terrestre (TLS, LPM-321 RIEGL) escaneando la ladera sur

Fig. 1. Terrestrial Laser Scanner (TLS, LPM-321 RIEGL) scanning south-facing slope.

3. RESULTADOS

De las cuatro nubes de puntos generadas para las dos fechas de medición, se han calculado mapas de diferencias entre ambas, tanto entre los modelos obtenidos con fotogrametría como los obtenidos con el TLS (Tabla 1 y Fig. 2). También se han elaborado la comparación para cada fecha de los modelos calculados a partir de ambas fuentes de información (Tabla 2 y Fig. 3).

Tabla 1. Diferencias máximas (Dif. Max), valores medios (Mean) y desviación estándar (Desv.Est) entre las nubes de puntos de los dos días con fotogrametría (pht) y TLS
Table 1. Maximum differences (Dif. Max), mean (Mean) and standard deviation (Desv. Est) of point clouds obtained survey days with photogrammetry (pht) and TLS (tls).

	Diferencias nubes de puntos		
	Dif. Max (m)	Mean (m)	Desv.Est. (m)
pht	0.13	0.038	0.202
tls	0.14	0.006	0.036

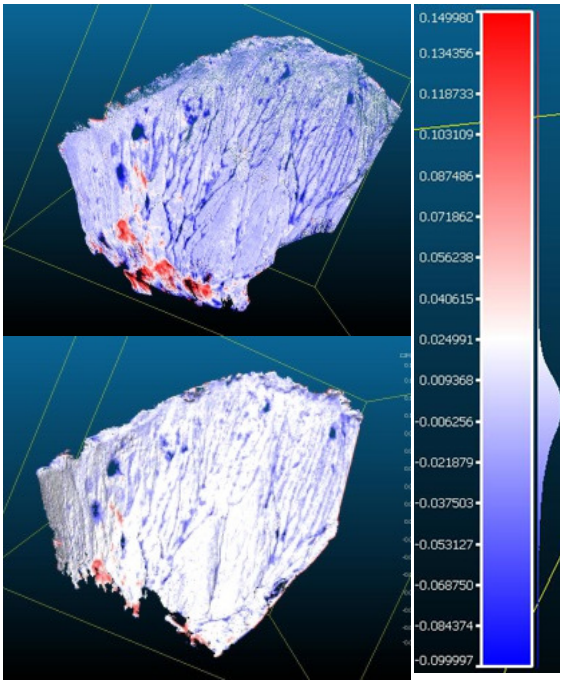


Figura 2. Ladera con orientación sur. Modelo de diferencias entre 23/7/2013 y 12/11/2013 obtenido con láser (superior) y a partir de fotogrametría (inferior).
Figure 2. South-facing slope. Difference models between 23/7/2012 and 12/11/2013 obtained with TLS (upper) and photogrammetry (lower).

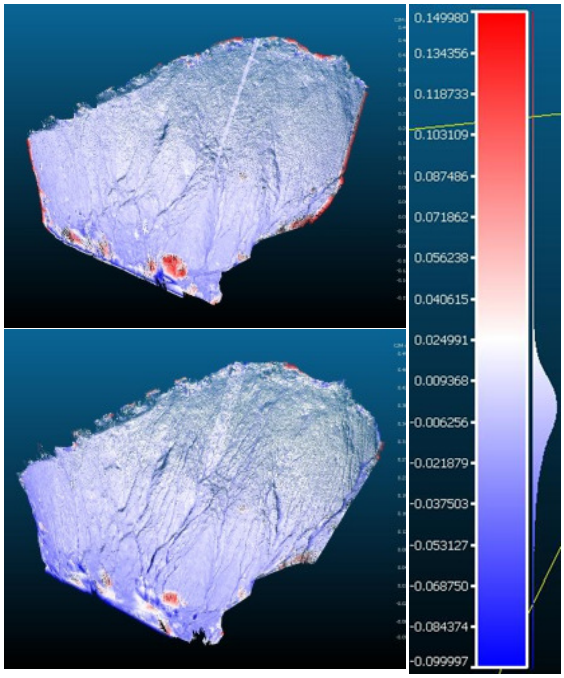


Figura 3.- Ladera con orientación sur. Modelo de diferencias entre imagen laser y fotogrametría de corto alcance el 23/7/2013 (superior) y 12/11/2013 (inferior).
Figure 3. South facing-slopes. Difference models between TLS and photogrammetry during the 23/7/2013 (upper) and the 12/11/2013 (lower)

Tabla 2. Diferencias máximas (Dif. Max), valores medios (Mean) y desviación estándar (Desv.Est) entre las nubes de puntos obtenidas con fotogrametría y TLS.
Table 2. Maximum differences (Dif. Max), mean (Mean) and standard deviation (Desv. Est) of point clouds obtained with photogrammetry (pht) and TLS (tls).

	23 Julio 2013			**12 Nov 2013**		
	Dif. Max (m)	Mean (m)	Desv. Est. (m)	Dif. Max (m)	Mean (m)	Desv. Est. (m)
pht vs tls	0.2	0.108	0.323	0,17	0.033	0.119

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Ambas metodologías dan como resultado modelos con valores muy similares, con un patrón espacial similar para las pérdidas y acumulación de material. Considerando la misma fecha de toma de datos, los valores de ambos modelos son comparables. El láser muestra valores más altos en zonas de acumulación y valores más bajos en las incisiones, debido a la mayor resolución en la adquisición de la información. Asimismo de la comparación de los mapas de diferencias obtenidos con ambas técnicas, se observa cómo

el TLS es capaz de diferenciar pérdidas o ganancias más pequeñas, dadas las características de medición de distancias de la tecnología que emplea. Sin embargo, al posicionar el TLS en una única posición de muestreo, existen zonas en las que la propia topografía del terreno y la vegetación originan sombras en las que el dispositivo no obtiene información. Dadas las características semicirculares de la ladera estudiada este efecto es prácticamente despreciable, pero en otras zonas debe ser considerado. Es este precisamente uno de los principales puntos fuertes de la fotogrametría, ya que el TLS presenta dificultades de montaje en ciertas zonas, así como un incremento considerable en el tiempo de muestreo cuando se trabaja en distintas posiciones. Con una sencilla cámara de fotos digital, es realmente asequible obtener múltiples imágenes con distintos puntos de vista, solucionando así los problemas del ocultamiento.

Así, ambas técnicas presentan ventajas e inconvenientes frente a la otra. La fotogrametría demuestra una gran versatilidad y aplicación relativamente sencilla en los muestreos de campo, siendo posible el estudio de procesos de erosión y acumulación en laderas con una resolución espacial alta, discriminando diferencias centimétricas. El TLS ha mostrado una mayor resolución en los mapas de ganancias y pérdidas obtenidos, siendo capaz de diferenciar hasta una escala milimétrica dada la proximidad con la ladera. La principal desventaja son los tiempos de medida (superiores a la hora de trabajo) y la portabilidad del equipo, así como el único punto de vista que puede originar pérdida de información en algunas zonas. Así mismo, también es reseñable el elevado coste económico de los equipos TLS respecto al material y software necesarios para aplicar fotogrametría. Así pues este estudio ha demostrado el gran potencial de las dos metodologías presentadas (no invasivas) para estudios geomorfológicos en ambientes de montaña con presencia de morfologías acarcavadas, con una fuerte dinámica geomorfológica, habiéndose evaluado las ventajas e inconvenientes de cada una de ellas.

Agradecimientos

Esta investigación se ha financiado gracias al proyecto HIDROCAES (CGL2011-27574-C02-01) e INDICA (CGL2011-27753-C02-01), del Plan Nacional I+D+i. La contribución de la primera autora ha sido posible gracias a un Contrato Juan de la Cierva (Min. de Economía y Competitividad). Jesús Revuelto ha contado con una beca FPU.

REFERENCIAS

Castillo, C., Pérez, R., James, M.R., Quinton, J.N., Taguas, E.V., Gómez, J.A. 2012. Comparing the accuracy of several field methods for measuring gully erosion. Soil Science Society of America Journal 76, 1319-1332.

Girardeau-Montaut, D., Roux, R.M., Thibault, G. 2005. Change detection on points cloud data acquired with a ground laser scanner. In ISPRS (Ed.) ISPRS Workshop Laser Scanning 2005, Enschede, the Netherlands, pp. 6

James, M. R. and Robson, S. 2012. Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera:Accuracy and geoscience application. J. Geophys. Res.,117, F03017, doi:10.1029/2011JF002289

Revuelto, J., López-Moreno, J.I., Azorín-Molina, C., Arguedas, G., Vicente-Serrano, S.M., Serreta, A. 2013. Utilización de técnicas de láser escáner terrestre en la monitorización de procesos geomorfológicos dinámicos: el manto de nieve y heleros en áreas de montaña. Cuadernos de Investigación Geográfica 39 (2), 335-357.

Revuelto, J., López-Moreno, J.I., Azorin-Molina, C., Zabalza, J., Arguedas, G., Vicente-Serrano, S.M. 2014. Mapping the annual evolution of snow depth in a small catchment in the Pyrenees using the long-range terrestrial laser scanning. Journal of Maps 0, 1-15.

Schneider, A., Gerke, H.H., Maurer, T., Seifert, S., Nenov, R., Hüttl, R.F. 2012. Evaluation of remotely-sensed DEMs and modification based on plausibility rules and initial sediment budgets of an artificially-created catchment. Earth Surface Processes and Landforms 37, 708-725.

RESPUESTA DEL GLACIAR NORTE DE MONTE PÉRDIDO A CONDICIONES CLIMÁTICAS CONTRASTADAS MEDIANTE MEDICIONES DE LASER ESCÁNER TERRESTRE

The response of Monte Perdido Glacier to contrasted climatic conditions from terrestrial laser scanner measurements

López-Moreno, J.I.[1], Revuelto, J.1, Rico, I.[2], García-Ruiz, J.M.[1], Vicente-Serrano, S.M.[1], Serreta, A.[3], Del Río, M.[4] y Serrano, E. [5]

1. Dep. Procesos Geoambientales y Cambio Global. Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC.
2. Dep. de Geografía, Prehistoria y Arqueología. Universidad del País Vasco
3. Departamento de Ingeniería de Diseño y Fabricación. Universidad de Zaragoza
4. Dep. Física Aplicada. Escuela Politécnica, Unversidad de Extremadura
5. Dep. Geografía. Universidad de Valladolid

Abstract: Annual monitoring of the Monte Perdido glacier (Spanish Central Pyrenees) started in 2011 using a terrestrial laser scanner. This technique has enabled to measure changes in ice volume during the 2011-12 and 2012-13 seasons. Both years were characterized by highly contrasted climatic conditions. The results show a rapid response of the glacier to the dominant weather conditions each year. The first year, the glacier front retreated clearly and a widespread decline in ice thickness was observed, which on average was 1.8 meters with local losses of more than five meters. During the second year, the favorable conditions for the glacier led to an average increase of ice thickness of 0.43 meters, but the ice variation showed marked contrasts between the proximal areas (where thickness was lost) and the areas close to the bergschrund (where the ice thickness increased more than three meters). Considering the two years, the glacier has lost about one meter thick on average. However, in areas near the glacier bergschrund ice thickness increased up to four meters.

Palabras clave: Glaciología, Cambio Global, Láser Escáner Terrestre, Pirineos
Key words: Glaciology, Global Change, Terrestrial Laser Scanner, Pyrenees

1. INTRODUCCIÓN

Los glaciares representan elementos de la naturaleza que responden de forma muy clara a la variabilidad climática. En el caso de los glaciares pirenaicos, debido a su pequeña extensión y situación límite en latitud y altitud, responden de forma particularmente rápida a pequeñas fluctuaciones interanuales de precipitación y temperatura (López-Moreno et al., 2006). Desde el final de la Pequeña Edad del Hielo la superficie glaciada del Pirineo ha descendido de forma progresiva (González-Trueba et al., 2008), desde unas 2000 ha a solo 600 ha a finales del siglo XX (Chueca et al., 2004). Dicho descenso no ha sido constante en el tiempo, existiendo fases de deglaciación muy acelerada, alternando con otros periodos en los que los glaciares han permanecido más estables o incluso han mostrado pequeños signos de recuperación.

La mayor parte de los estudios de la evolución de los glaciares pirenaicos se han basado fundamentalmente en el seguimiento de la extensión de la superficie helada mediante el análisis de fotografías aéreas o de satélite. Debido a la mayor dificultad técnica que conlleva, muchos menos estudios han cuantificado cambios en el volumen de los cuerpos de hielo, habiendo sido estos realizados mediante la comparación de mapas topográficos realizados en momentos distintos (Chueca et al., 2007; Chueca y Julian, 2007), o mediante la estimación del balance de masa del glaciar mediante el seguimiento de estacas de ablación (Arenillas et al., 2008).

En los últimos años, la tecnología LIDAR (Light Detection and Ranging) ha experimentado un gran desarrollo del que ha derivado un uso generalizado en numerosos campos de investigación. Ejemplo de este avance son los láseres escáner terrestres (TLS; Terrestrial Laser Scanner) para la adquisición de puntos remotos del terreno, que permiten obtener modelos digitales del terreno (MDT). La posibilidad de adquisición de información tridimensional, la elevada velocidad en la adquisición de puntos, así como la elevada resolución espacial y su precisión han sido claves para un reciente aumento de sus aplicaciones, incluyendo la monitorización de glaciares (Avian y Bauer, 2006; Schwalbe et al., 2008).

En este trabajo se presenta la aplicación de mediciones mediante un láser terrestre de largo alcance durante tres campañas consecutivas (2011-2013) para el seguimiento del Glaciar de Monte Perdido (dividido en dos cuerpos helados, glaciar superior e inferior). Situado en la zona más septentrional del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, representa uno de los mayores glaciares que actualmente se conservan en el Pirineo, cuyo retroceso en extensión y volumen ha sido particularmente apreciable en las últimas tres décadas (Figura 1). Los dos años en los que se ha podido obtener cambios en el volumen de hielo han resultado particularmente contrastados desde un punto de vista climático, lo que ha sido una muy buena oportunidad para valorar su respuesta a fuertes oscilaciones climáticas.

2. METODOLOGIA

En este trabajo se ha empleado el modelo LPM-321 de RIEGL que utiliza la tecnología de tiempo de vuelo para determinar la distancia de los distintos puntos de la zona de escaneo y obtener la nube de puntos tridimensional del área deseada. Las especificaciones técnicas de este modelo son las óptimas para el propósito con el que sea empleado; según las mismas la distancia máxima a la que puede trabajar es de 6 kilómetros, con una resolución angular límite de 0,018º y frecuencias de muestreo entre 10 y 1000Hz. Además, la longitud de onda en la que trabaja es 905nm, y resulta ideal para no ser absorbida por la superficie del hielo o la nieve (Prockop 2008), habiéndose detectado problemas de pérdida de señal únicamente por un elevado ángulo de incidencia entre el haz de luz láser emitida por el dispositivo y la superficie escaneada en distancias superiores a 1500 m, y en momentos en los que el glaciar recibía insolación directa. La georeferenciación de las nubes de puntos se realizó mediante la utilización de 15 reflectores situados hasta 400 metros alrededor del TLS, cuya posición se estimó con un GPS diferencial, en modo RTK con un error estimado inferior a los 2cm. El glaciar fue escaneado desde una sola posición a finales de septiembre en 2011, 2012 y 2013, pudiéndose así estimar cambios de volumen de las temporadas 2011-12 y 2012-13. La incertidumbre de los resultados se pudo estimar valorando cambios de volumen en zonas de rocosas que, lógicamente, no han podido variar durante los tres años del estudio. En esta zonas el error medio absoluto es de 28cm, llegando puntualmente a exceder ligéramente los 50 centímetros de error. Datos de temperatura y precipitación de la estación de AEMET en el refugio de Góriz (2200 m s.n.m.) desde septiembre de 2011 hasta agosto de 2013 han sido utilizados para caracterizar las condiciones climáticas de las dos temporadas analizadas.

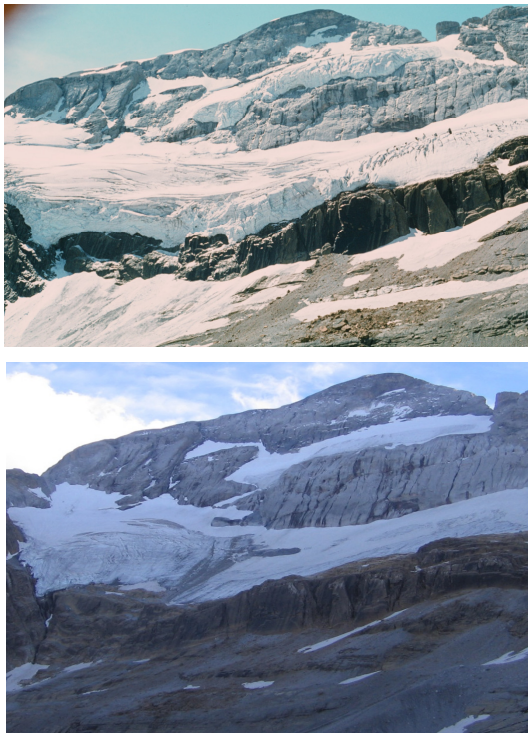


Fig. 1. El glaciar de Monte Perdido en 1981 (arriba) y 2013 (abajo)

Fig.1.The Monte Perdido Glacier in 1981(upper panel) and 2013(lower panel).

3. RESULTADOS

La Figura 2 muestra lo contrastado de las condiciones climáticas durante las temporadas 2011-2012 y 2012-2013. El invierno 2011-12 fue particularmente seco, con una innivación muy escasa a lo largo de la temporada y temperaturas estivales por encima de la media histórica. Por el contrario la temporada 2013-2014 se caracteriza por una importante acumulación de nieve durante los meses de invierno y primavera, que hizo que el manto de nieve en altura durase hasta bien entrado el verano, y unas temperaturas estivales algo más moderadas que en la temporada anterior. El contraste climático mostrado en la Fig. 2 se refleja de forma muy clara en los cambios de volumen del glaciar, que se muestran en la Figura 3. En la temporada 2011-2012 el glaciar mostró un deterioro generalizado, con un descenso medio de espesor del hielo de aproximadamente 1,8 metros, con sectores tanto del glaciar superior como del inferior donde se perdieron más de 5 metros de espesor. Las condiciones climáticas más favorables de la temporada 2012-2013 hicieron que en promedio el glaciar incrementara levemente su volumen respecto al año anterior (una diferencia media de espesor de 0,4 metros), pero existiendo importantes diferencias espaciales. Así, en la parte frontal de los cuerpos inferior y superior del glaciar se han registrado pérdidas que llegan a superar los dos metros de espesor, mientras que en los sectores próximos a la rimaya se produjo un incremento que en algunos puntos alcanzó los tres metros. Si se consideran los cambios ocurridos desde septiembre de 2011 a septiembre de 2013, el glaciar ha perdido como promedio 1,1 metros de espesor, presentando zonas con pérdidas que llegan a los 4-5 metros, fundamentalmente en la parte más frontal y occidental del glaciar, mientras que algunas zonas han permanecido prácticamente estables, o incluso mostrando un aumento de más de dos metros, durante los dos años de estudio. Las magnitudes de cambio que se proporcionan en ete estudio están sujetas a un rango de incertidumbre asociado a errores instrumentales. Sin embargo, las pérdidas de espesor de hielo medidas son muy superiores a los 28 cm de error medio absoluto o de los máximos errores observados que raramente superan los 50 cm, sugiriendo la validez y coherencia de los análisis realizados.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El primer año estudiado se caracterizó por condiciones particularmente secas y cálidas, mientras que el año siguiente se caracterizó por una acumulación de nieve muy por encima de la media histórica, y temperaturas de verano particularmente elevadas. El resultado de dicha alternancia ha sido la continuación del proceso de degradación que viene sucediendo en este glaciar durante las últimas décadas. Así, Julián y Chueca (2007) registraron una pérdida del 32% de la superficie del glaciar y de 8,6 metros de espesor durante el periodo 1981-1999. Dicho periodo puede considerarse como particularmente cálido y seco en el Pirineo Aragonés (El-Kenawy et al., 2011). En su trabajo, resulta interesante comprobar que los patrones espaciales de pérdida de hielo mostrados para el periodo 1981-1999 son muy similares a los mostrados durante el periodo 2011-2013, con mayores pérdidas en los sectores más occidentales y situados más próximos al frente de los glaciares superior e inferior, y con cambios menores e incluso ganancias de espesor durante los últimos dos años en la parte más próxima a las rimayas de los cuerpos helados.

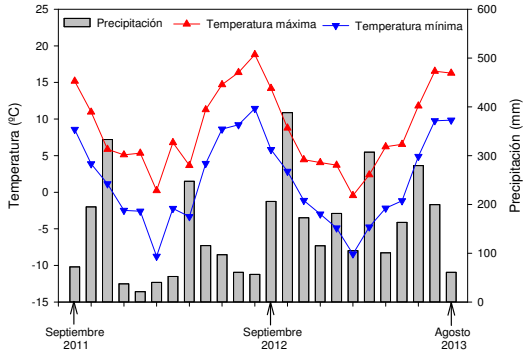


Fig. 2. Evolución mensual de la temperatura máxima, mínima y precipitación en el refugio de Góriz

Fig.2.Monthly evolution of maximum temperature, minimum temperature and precipitation in Góriz station.

Las condiciones más húmedas durante el último invierno y más frescas durante el verano han llevado a un descenso muy acusado en el ritmo de degradación del glaciar si se compara con el año anterior, e incluso a un incremento significativo del espesor en amplias zonas del glaciar. Será de gran interés continuar la monitorización en años sucesivos para determinar si la nieve acumulada en un año favorable se convierte en hielo glaciar

y avanza hacia zonas inferiores de las masas heladas, o funde directamente en años sucesivos. Dicho análisis permitirá mejorar la estimación de la futura evolución de los glaciares pirenaicos que, de acuerdo con los modelos climáticos disponibles, presenta expectativas muy negativas incluso en horizontes temporales cercanos (González-Trueba et al., 2008).

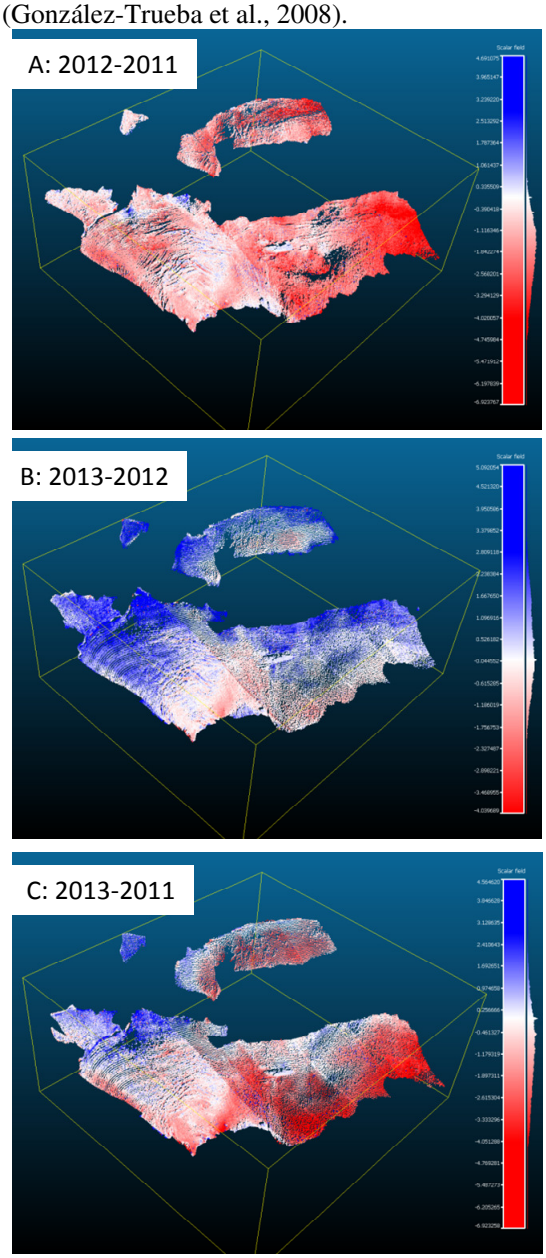


Fig. 3.Cambios en espesor de hielo entre los años 2012-11, 2013-12 y 2013-11
Fig.2.Changes in ice thickness between years 2012-11, 2013-12 y 2013-11.

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por los proyectos CGL2011-27536/HID,Hidronieve, y "El glaciar de Monte Perdido: estudio de su dinámica actual y procesos criosféricos asociados como indicadores de procesos de cambio global, (MAGRAMA 844/2013).

REFERENCIAS

Arenillas M, Cobos G, Navarro, J. (2008). *Datos sobre la nieve y los glaciares en las cordilleras españolas (1984-2008).* Ministerio de Medio Ambiente y Medio rural y Marino. Madrid, 229 pp.

Avian, M., Bauer, A., 2006. First Results on Monitoring Glacier Dynamics with the Aid of Terrestrial Laser Scanning on Pasterze Glacier (Hohe Tauern, Austria). *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 41, 27 – 36.

Chueca J, Julian A, René P (2004). Estado de los glaciares de la cordillera pirenaica (vertientes española y francesa) a finales del siglo XX. En: Benito G & Díaz-Herrero, A (eds). *Contribuciones recientes sobre geomorfología (Actas VIII Reunión Nacional de Geomorfología),* SEG-CSIC, Madrid, 91-102.

Chueca J, Julian A. 2007. Pérdidas de extensión y volumen en los glaciares del macizo de Monte Perdido (Pirineo central español): 1981-1999. Boletín Glaciológico Aragonés, 8: 31-60.

Chueca J, Julian A, Lopez-Moreno JI. 2007. Recent evolution (1981–2005) of the Maladeta glaciers, Pyrenees, Spain: extent and volume losses and their relation with climatic and topographic factors. *Journal of Glaciology,* 53 (183): 547–557.

El Kenawy, A., López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M. (2012). Trend and variability of temperature in northeastern Spain (1920-2006): linkage to atmospheric circulation. Atmospheric Research, 106: 159–180.

González Trueba, J.J., Martín Moreno, R., Martínez de Pisón E.,, Serrano, E.. 2008. 'Little Ice Age' glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene*, 18(4), 551–568.

López-Moreno, J. I., Nogués-Bravo, D., Chueca-Cía, J. Julián-Andrés, J. (2006), Change of topographic control on the extent of cirque glaciers since the Little Ice Age, Geophysical Research Letters, 33, L24505.

Schwalbe, E., Maas, H-G., Dietrich, R. Ewert, H. 2008. Glacier velocity determination from multi temporal terrestrial long range Laser Scanner point clouds. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences.* XXXVII. Part B5, 457-46.

EVOLUCIÓN RECIENTE DE LOS NEVEROS DE TENDEÑERA: NUEVAS POSIBILIDADES DE ANÁLISIS DERIVADAS DE LA APLICACIÓN DE TÉCNICAS DE FOTOGRAMETRÍA TERRESTRE

Recent evolution of the ice fields in the Tendeñera Peak: new possibilities of analysis derived from terrestrial photogrammetry

.

López-Moreno, J.I.[1], Revuelto, J.[1], Errea, P.[1], Sánchez, P.[1] y García-Ruiz, J.M.[1]

1 Dep. Procesos Geoambientales y Cambio Global. Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC.

Abstract: The north face of Peak Tendeñera hosts two small ice fields which can be considered the southernmost ones of the Pyrenees. These are located at a relatively low altitude (stouts are close to 2500 m) and they survival from the Little Ice Age can only be explained by its low incoming radiation thanks to its north orientation and the reception of frequent avalanches during winter. We have studied the evolution of these glaciers by aerial photographs and ortophotos since 1956; and more recently the creation of three-dimensional models using terrestrial photogrammetry techniques. The use of aerial photography and ortophotos has shown serious limitations associated to problems of visualization due to shadows; and their acquisition for different times in the year that difficult their comparison. In contrast, photogrammetry techniques offers very good possibilities to monitor changes and improve the resolution of many of the currently available orthophotos. This technique may represent an economical and feasible to use very high isolation means alternative when compared to other techniques for generating three-dimensional models currently used.

Palabras clave: Neveros, fotogrametría, Macizo de Tendeñera, Pirineos
Key words: Ice fields, photogrammetry, Tendeñera massif, Pyrenees

1. INTRODUCCIÓN

El Pirineo alberga los ejemplos de glaciarismo más meridionales de Europa. De ellos los neveros situados al pie de la cara norte de la Sierra de Tendeñera constituyen los ejemplos localizados a menor altura (2520 y 2560 m respectivamente) y los únicos localizados en las sierras exteriores del Pirineo (López-Moreno, 2000). Su existencia solo puede explicarse por estar bajo grandes farallones rocosos en plena cara norte, lo que hace que queden muy bien protegidos de la radiación solar. La zona recibe abundantes precipitaciones invernales y primaverales y, además, los heleros reciben frecuentes avalanchas lo que permite la acumulación de grandes cantidades de nieve hasta prácticamente comienzos de verano. Aun así, si todos los glaciares pirenaicos responden de forma rápida pequeñas a fluctuaciones climáticas (Chueca et al., 2004), los heleros de Tendeñera muestran una particular sensibilidad debido a sus condiciones tan limitantes para la permanencia de hielo glaciar. Un estudio previo del glaciar de Tendeñera (López-Moreno et al., 2000) evidenció un rápido retroceso del glaciar desde la pequeña Edad del Hielo, como ha sucedido en todos los glaciares Pirenaicos (González-Trueba et al., 2008). Así, desde el máximo de la Pequeña Edad del Hielo, el límite inferior de sus glaciares ha ascendido desde los 2240 m hasta los 2520-2560 m, infiriéndose un aumento de la línea de equilibrio glaciar desde los 2425 m hasta los 2580 m en el año 1999 (López-Moreno, 2000); por lo que muy probablemente los heleros estén en la actualidad íntegramente, o casi por completo, por debajo de la línea de equilibrio pues los límites superiores de las masas heladas se encuentran a tan solo 2660 m. En este trabajo se muestran los problemas de

estudiar la evolución de los neveros a partir de fuentes de información tradicionales (como fotografías aéreas y ortofotos) presenta. Frente a las limitaciones presentadas, se muestra las posibilidades de aplicar técnicas de fotogrametría terrestre para la obtención de modelos tridimensionales de los sectores donde se alojan los heleros, y poder crear a partir de ellas ortofotos georreferenciadas e incluso estimar cambios volumétricos de las masas heladas.

2. METODOLOGÍA

Para este trabajo se han utilizado las fotografías aéreas disponibles de 1956 y 1991 y ortofotos correspondientes a los años 2006 y 2009. Al mismo tiempo se han realizado campañas de campo a finales de septiembre de 2012 y 2013 para la toma de fotografías a una distancia inferior a 200 metros de los heleros que permitan construir modelos tridimensionales mediante técnicas de fotogrametría terrestre mediante tres pasos sucesivos:

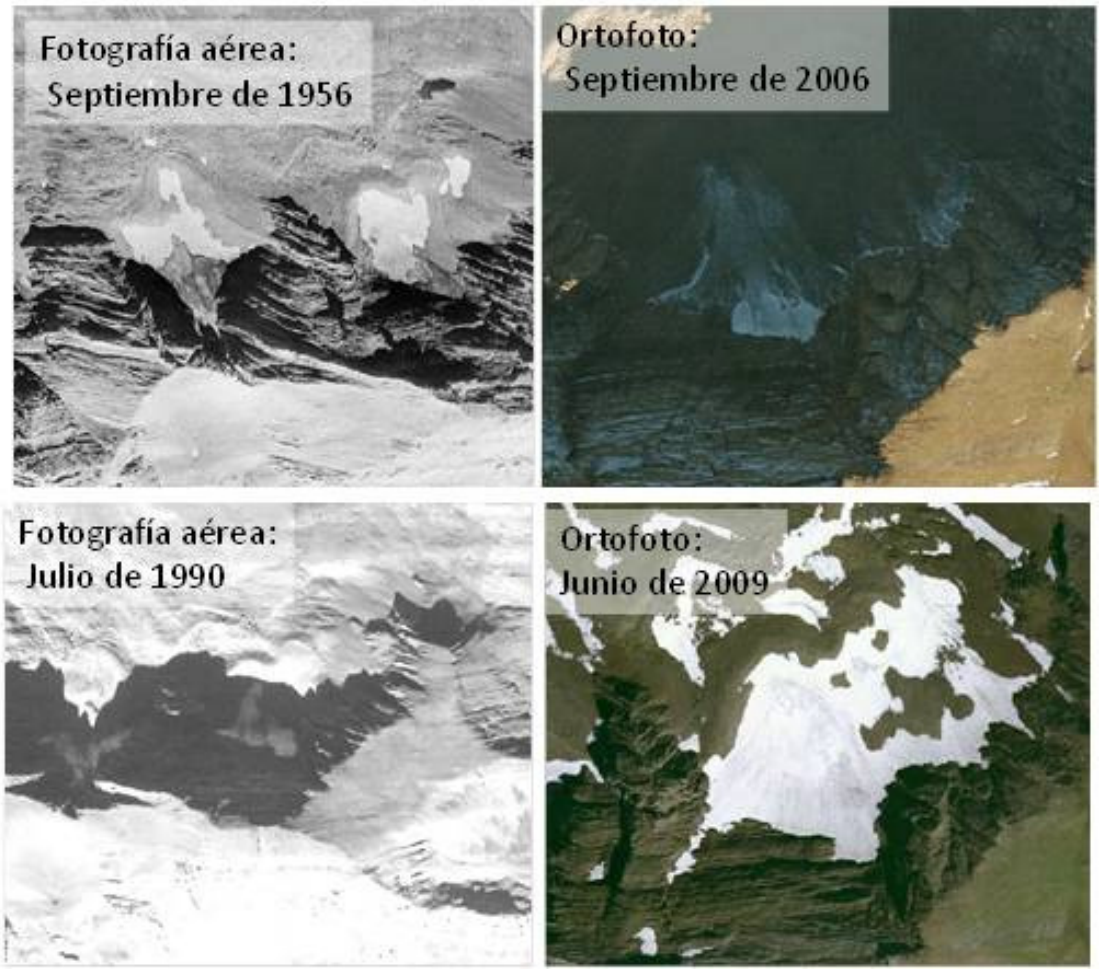


Fig. 1. Los heleros de Tendeñera en 1956, 1991, 2006 y 2009.
Fig.1.The Tendeñera ice fields in 1956, 1991, 2006 and 2009.

1- La alineación de las fotografías tomadas mediante la búsqueda de puntos comunes entre las distintas fotografías, de la que se obtiene una nube de puntos y las posiciones de la cámara para cada una de las posiciones desde donde se han realizado las distintas fotografías.
2- Obtención de la geometría (modelo 3D) para representar la superficie del objeto de interés, a partir de la posición de la toma de las fotos y las mismas fotos.
3- Generación de la ortofoto. La resolución del modelo y de la ortofoto resultante depende de la resolución de las fotografías y la distancia del objeto de interés.

Para una correcta obtención de los modelos hay que tener en cuenta una serie de consideraciones:

3.a- Tomar fotos al mismo objeto (en este caso el helero) desde la mayor cantidad de ángulos distintos posibles, siendo tres ángulos distintos el mínimo requerido.
3.b- Tomar todas las fotos necesarias bajo condiciones de luz similares, evitando que las sombras del relieve circundante sobre el objeto de interés varíen durante la adquisición de las imágenes. Para ello, las primeras horas de la mañana o el atardecer son los momentos más adecuados; o momentos en los que la nubosidad evite la existencia de sombras sobre el glaciar.
3.c- Tomar todas las fotos con una misma distancia angular y conocer los parámetros de deformación del objetivo para su posterior calibración.
3.d- conocer con la mayor exactitud posible la posición (mediante GPS) de la cámara de fotos y, a ser posible,de distintos puntos dentro de la escena de la que se quiere obtener el modelo 3D.

Para este trabajo se utilizó una cámara digital FUJI X1(20 mm) de 16 mega pixeles y tanto la calibración de la cámara como los distintos pasos necesarios para la obtención del modelo se realizaron utilizando el software AgisoftPhotoScan 0.9.1.

3. RESULTADOS

La Figura 1 muestra las fotografías aéreas de los heleros de Tendeñera de 1956 y 1991. En este periodo se puede comprobar cómo los heleros han experimentado una degradación muy importante, alejándose e incrementándose la superficie cubierta por derrubios. La ortofoto de 2006, muestra que la degradación del helero continúa, dividiéndose el cuerpo principal del glaciar oriental en dos pequeños lentejones de hielo cubiertos en su práctica totalidad por derrubios. La ortofoto muestra en 2009 un aspecto muy distinto, debido principalmente a que ésta fue tomada en julio y todavía quedaba una importante cantidad de nieve sin fundir de la temporada anterior, haciendo imposible valorar la evolución del helero entre los años 2006 y 2009.

Además del problema de la distinta fecha de adquisición de las imágenes, hay casos como la foto aérea del 1991 o la ortofoto de 2006 en las que debido a la existencia de contrastes de iluminación muy fuertes se hace muy difícil valorar el estado real de los cuerpos de hielo en ese momento.

La Figura 2 muestra los modelos obtenidos mediante fotogrametría terrestre el 25 de septiembre de los años 2012 y 2013. Utilizando la posición de las cámaras de fotos mediante GPS, e identificando puntos comunes entre los modelos obtenidos en los dos años consecutivos, se procedió a su georeferenciación, obteniéndose un error medio estimado inferior a los 20 cm. Puede apreciarse la gran resolución y calidad e los modelos obtenidos que permiten distinguir con claridad la extensión del hielo y los derrubios que rodean al helero oriental de Tendeñera. Las imágenes muestran que en el año 2012, caracterizado por un invierno y primavera de escasa precipitación y un verano muy cálido, el glaciar mostró un grado de degradación sin precedentes, apareciendo únicamente un pequeño lentejón de hielo, cubierto por derrubios y avalanchas de rocas que caen sobre él. Sin embargo, en septiembre de 2013 el helero muestra más hielo gracias a las abundantes precipitaciones recibidas durante la estación de acumulación (invierno y primavera) y un verano relativamente fresco.

4. CONCLUSIONES

Se han podido comprobar las limitaciones de estudiar los pequeños glaciares y heleros del Pirineo a partir de fotografías aéreas y ortofotos. El hecho de que su adquisición se

produzca en distintos momentos del año hace que la comparación sea muy complicada y en ocasiones pueda dar lugar a conclusiones erróneas. Por otra parte, las condiciones de iluminación en el momento de adquisición de las imágenes puede llevar a serios problemas de visualización de las zonas de interés. Por el contrario, la fotogrametría terrestre ha resultado una técnica económica, que requiere un equipo ligero y relativamente sencilla para obtener ortofotos georeferenciadas y modelos tridimensionales, lo que le confiere un gran interés para estudiardistintos procesos geomorfológicos de alta montaña, incluyendo la evolución de frentes glaciares y de heleros. Además, el momento de adquisición de estas imágenes depende del investigador y, por tanto, puede ajustarse a aquellos momentos que resulten más interesantes para el estudio que se pretende desarrollar.

El glaciar de Tendeñera ha mostrado una fuerte degradación en las últimas décadas, llegando a su práctica desaparición. Sin embargo, en años de condiciones favorables, como el 2013, han permitido una recuperación parcial, lo que resalta su gran sensibilidad a las fluctuaciones climáticas anuales. Así, resultará de gran interés conocer su evolución en los próximos años.



Fig. 2.Imágenes del helero oriental de Tendeñera obtenido mediante fotogrametría los años 2012 y 2013
Fig.2.Images of the Eastern Tendeñeraicefield obtained using photogrammetry in 2012 and 2013

Agradecimientos
Este estudio ha sido financiado por los proyectos "Hidrología nival en el Pirineo Central Español: Variabilidad espacial, importancia hidrológica y respuesta a la variabilidad y cambio climático" (CGL2011-27536/HID,Hidronieve), y "El glaciar de Monte Perdido: estudio de su dinámica actual y procesos criosféricos asociados como indicadores de procesos de cambio global, (MAGRAMA-Parques Nacionales).

REFERENCIAS

Chueca J, Julian A, Rene P 2004. Estado de los glaciares de la cordillera pirenaica (vertientes española y francesa) a finales del siglo XX. 2004. En: Benito G & Díaz-Herrero, A (eds). Contribuciones recientes sobre geomorfología (Actas VIII Reunión Nacional de Geomorfología), SEG-CSIC, Madrid, 91-102.

González Trueba, J.J., R. Martín Moreno, E. Martínez de Pisón and E. Serrano. 2008. 'Little Ice Age' glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. TheHolocene, 18(4), 551–568.

López Moreno, J.I. 2000. Los glaciares del Alto Valle del Gállego (Pirineo Central) desde la Pequeña edad del hielo: Implicaciones en la evolución de la temperatura.Ediciones Geoforma, Logroño:72pp

APROXIMACIÓN A LA TASA DE CRECIMIENTO DE LÍQUENES DEL GRUPO *RHIZOCARPON GEOGRAPHICUM*, EN LOS ALPES BERNESES ORIENTALES

Approach to the growth rate for lichens of Rhizocarpon geographicum group from eastern Bernese Alps.

J. Losada Gómez[1], L. Schulte[1] y A. Gómez Bolea[2]

[1]Fluvalps Research Group. Dept. de Geografia Física i AGR. Montalegre, 6. E-08001. Barcelona.
justinolosada@ub.edu
2 Dept. de Biologia Vegetal – Botànica, Fac. Biologia, Institut de Recerca de la Biodiversitat (IRBio), Universitat de Barcelona, Diagonal 643, E-08028 - Barcelona

Abstract: The measurement of 93 lichen thalli belonging to the species *Rhizocarpon macrosporum* Räs. and *Rhizocarpon geographicum* ssp. *frigidum* (Räs.) Hertel on dated surfaces in the Upper Hasli Valley (Switzerland) provides data for the construction of a growth function that will be used for the dating of debris-flow deposits. The obtained results point to linear growth functions with rates of 0,52 mm yr^{-1} (*R. macrosporum*) and 0,46 mm yr^{-1} (*R.geographicum* subsp. *frigidum*) during the period of maturity ('great period'). Due to the lack of lichens older than 109 years on calibrated surfaces, the function has been extrapolated following the growth rates of *R. geographicum* developed on glacier moraines in Norway under similar ecological conditions.

Palabras clave: Liquenometría, *Rhizocarpon macrosporum*, *Rhizocarpon geographicum* ssp.*frigidum*, Alpes Suizos.
Key words: Lichenometry, *Rhizocarpon macrosporum*, *Rhizocarpon geographicum* ssp.*frigidum*, Swiss Alps.

1. INTRODUCCIÓN

La datación liquenométrica de la superficie expuesta de conos aluviales de génesis mixta (fluvial-coluvial) puede facilitar el análisis temporal de procesos de acumulación en valles alpinos y la determinación de la frecuencia de eventos hidrológicos-gravitatorios extremos. Entre estos fenómenos extraordinarios destacan el flujo de derrubios del torrente Spreitlaui, que entre el 2009 y 2011 canalizó en varios eventos un volumen total semejante al del Rotlaui en 2005 (460.000 m^3), siendo el mayor registrado en los Alpes en la historia contemporánea. Aunque la liquenometría ha sido empleada en diversos contextos geomorfológicos, como en la datación de las morrenas glaciares mediante las especies del grupo de *R. geographicum*, (Proctor 1983; Innes 1985; Sancho et al. 2001), los trabajos sobre depósitos de debris flow en los Alpes son escasos contándose los estudios de Sass (2010) y Jomelli y Pech (2004) entre los más significativos y recientes. Por ello, esta comunicación explica la elaboración de una función de crecimiento de líquenes de género *Rhizocarpon* para aplicarse en la datación de depósitos de micro y mesoformas (*levées*, lóbulos, bloques, etc.) en flujos de derrubios de los barrancos Rotlaui, Spreitlaui, y Wachtlammgraben (Alpes Berneses orientales, Suiza). La determinación de la frecuencia-magnitud de los procesos aluviales se llevará a cabo mediante medidas directas sobre geoformas y perfiles hipsométricos en la parte proximal, central y distal de los conos, para determinar frecuencia y magnitud de los procesos geomórficos.

2. METODOLOGÍA

La metodología para calcular la tasa de crecimiento de especies crustáceas de género *Rhizocarpon*, caracterizadas por un crecimiento de 0.02 - 2 mm/año (Innes 1985) y alta longevidad, se basa en dos posibles fuentes de datos: los de *medición directa* provenientes de la medida repetida en el tiempo de ejemplares determinados de talos liquénicos, y los datos de *medición indirecta*, que se obtienen de la

medida de ejemplares desarrollados sobre sustratos rocosos de edad conocida.

2.1 Identificación de especies

Una vez recolectadas 32 muestras procedentes de los conos de los barrancos Spreitlaui, Rotlaui y Wammlachtgraben, se han identificado las especies mediante microscopia óptica para describir y medir las esporas, así como por medio de test químicos en el córtex areolar, y en los apotecios. Para los test químicos utilizamos la solución de lugol, yodo disuelto al 0,5% (Santesson, 1973), y el hidróxido de potasio (KOH al 10%). La solución de lugol colocada sobre la areola origina un cambio de color en la médula del blanco inicial al azul violáceo (médula I+ azul para líquenes de género *Rhizocarpon*) mientras que el KOH origina un cambio de color a rojo violáceo sobre el epihimenio. Además, se han medido y descrito al menos diez esporas maduras fuera de los ascos y de diferentes ascos para cada muestra (figura 1). También se ha contado el número de células por ascóspora, que junto con las test químicos, nos permite la identificación de la especie. Mediante la clave de Poelt (1988), para especies de género *Rhizocarpon* en Europa, se han identificado dos taxones:

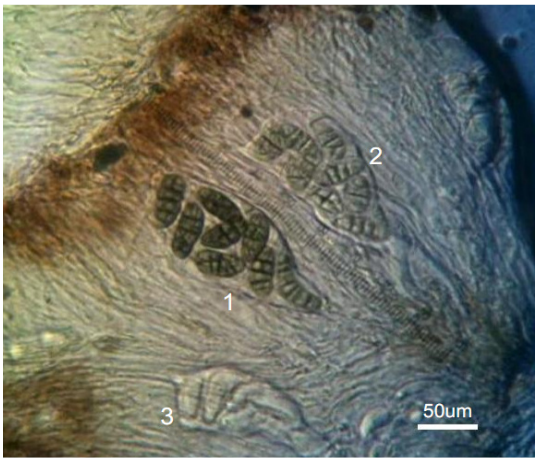


Fig. 1. Vista al microscopio de un corte de apotecio de un ejemplar de *Rhizocarpon macrosporum*, mostrando parte del epihimenio, y tres ascos con ascósporas maduras (1), esporas en desarrollo (2) e inmaduras(3)

Fig 1. Microscope view of a section of an apothecium of a tallus of Rhizocarpon macrosporum, showing part of its epihimenium and three asci with mature ascospores (1), developing spores (2) and inmature ones(3).

Rhizocarpon macrosporum Räs. y *Rhizocarpon geographicum* ssp. *frigidum* (Räs.) Hertel.

2.2 Tasa de crecimiento

El establecimiento de la tasa de crecimiento de *Rhizocarpon macrosporum* y *Rhizocarpon geographicum* ssp. *frigidum* se ha obtenido mediante el método indirecto (Beschel, 1973). Los substratos pétreos de datación conocida proceden de marcos de tumba y lápidas de los cementerios y muros de Guttannen, Meiringen, Wilderswil e Innertkirchen (figura 2), y de estructuras como el puente de Gerstenegg y los muros de roca de las presas de KWO Grimsel. Todos ellos se sitúan entre los 570 y 1912 m.s.n.m. En total se han medido 93 talos seleccionados que presentaban crecimiento circular y se ha extraído información suficiente para los últimos 109 años. Mediante análisis estadístico se ha obtenido una distribución de las muestras por altitudes, que indican cómo en estaciones de muestra numerosa y de altitud diferente, los porcentajes por encima y debajo de la media rondan el 50%, de manera que la altitud se mostraría en este caso como factor diferencial de poca relevancia. También se ha obtenido una función de regresión que relaciona dos variables; la edad del substrato colonizado y el diámetro de los talos que colonizan el sustrato (Figura 3). Debido a que las funciones para ambas especies muestran una tasa de crecimiento parecida, de 0,52 mm/año para el *Rhizocarpon macrosporum* y de 0,46 mm/año para el *Rhizocarpon geographicum* ssp. *frigidum* (figura 3) con una variación menor del 10%, se opta por unificar datos y nos da una media de 0,49 mm/año, valor muy pareceido a los 0,50 mm/año obtenido por Proctor (1983) para el glaciar Valsorey en el Valais. Debido a la falta de datos previos a 1903, por no haber encontrado substrato datado colonizado más antiguo, bien por su destrucción o por el lavado a presión de los substratos que destruye el liquen, se ha optado por completar la función de crecimiento con datos obtenidos por Matthews y Trenbirth (2011) tras medir grandes talos de *Rhizocarpon geographicum sensu lato* durante varios años sobre morrenas del glaciar Haugabreen en Noruega. Ya que la tasa de crecimiento es semejante a la de estos autores (0,49 mm/año respecto a los 109 primeros años), que se mantiene incluso en la fase de senectud en la que supuestamente, los talos



Fig.2 Marcos de tumba en el cementerio de Guttannen donde se encuentran ejemplares de *Rhizocarpon macrosporum* (Räs) y *Rhizocarpon geographicum* ssp. *frigidum* (Räs, Hertel).
Fig 2. Tomb frames in the graveyard of Guttannen, where individuals of Rhizocarpon macrosporum (Räs) y Rhizocarpon geographicum ssp. frigidum (Räs, Hertel) can be found and measured.

dejaban de crecer al mismo ritmo que en la etapa de madurez (great period) (Beschel, 1973), se adopta esta solución para los años no cubiertos con un error entre 4 y 7 años (figura 3). Igualmente, y aunque las medidas obtenidas por Matthews y Trenbirth se encuentren lejos del área de estudio propuesta, las condiciones ecológicas, si bien no son completamente semejantes, no debieran tener mayor influencia a la vista de la escasa variabilidad en relación a altitud sobre las muestras tomadas.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Como se puede observar en la figura 3 los coeficientes de correlación R^2 son de 0.92 para las muestras de *Rhizocarpon geographicum* ssp. *frigidum* y de 0,91 para muestras de *Rhizocarpon macrosporum*, ajustándose bien a funciones polinómicas lineales, explicándose el tipo de crecimiento de estos taxones en el período de los 109 primeros años de vida, como

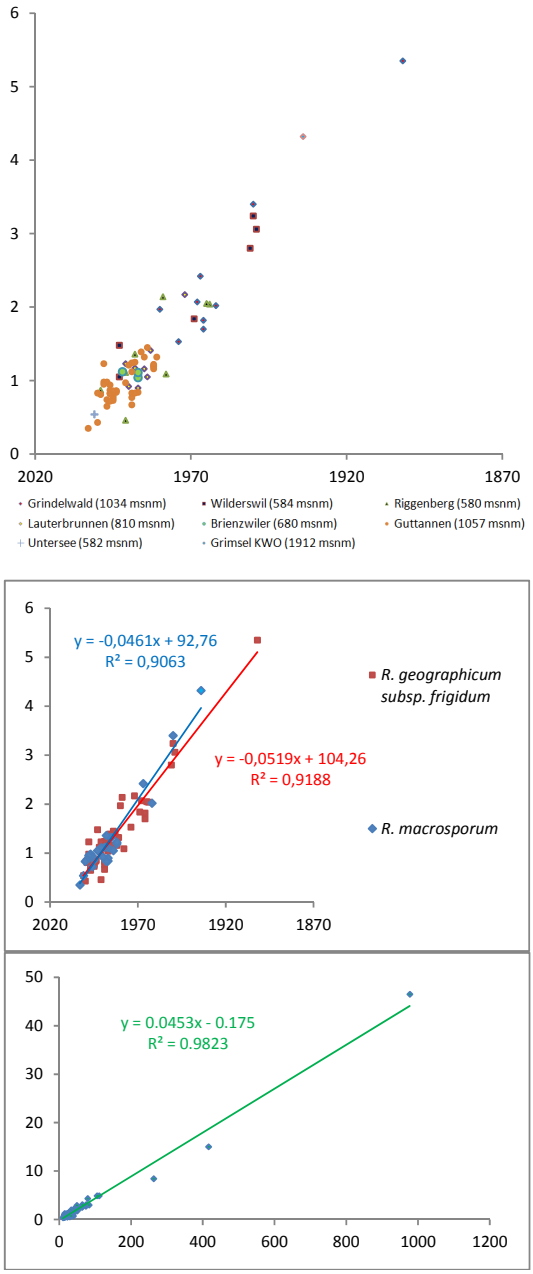


Fig.3. Funciones de crecimiento de las especies de liquen estudiadas. En la parte superior, nube de dispersión de las muestras y su procedencia altitudinal. Debajo, medidas de líquenes y comparativa de las curvas de crecimiento para *R.macrosporum* y *R. geographicum* subsp. *frigidum*. Por último se puede observar proyección de la función conjunta con la adición de los datos obtenidos por Matthews y Trenbirth(2011).
Fig.3.Growth functions of the studied lichens. On the top, scattergram of the samples sorted by altitude. Underneath the comparison of the growth curves for R. macrosporum and R. geographicum subsp. frigidum are exposed. At last, the projection function with the addition of data obtained by Matthews and Trenbirth (2011) is shown.

lineal. Tras unir estos datos con los propuestos por Matthews y Trenbirth (2011), quienes construyeron un modelo de crecimiento basado en 35 medidas realizadas por el método directo (dos de grandes dimensiones, de 150 mm y 465 mm, así como un conjunto de 16 líquenes de una morrena datada en 1750 mediante técnicas de radiocarbono y liquenometría, y 17 líquenes de una de 1930, datada por medio de liquenometría), se observó que el mejor ajuste seguía siendo lineal, confirmándose con un coeficiente de correlación R^2 de 0,98. Ello indicaría que el ritmo de crecimiento de líquenes *Rhizocarpon geographicum sensu lato* tendería a ser continuo al menos durante 1000 años en condiciones ecológicas parecidas sin indicar cambios de ritmo en edad avanzada. Por otro lado, aunque la altitud se muestra en este caso como factor de poca relevancia, la dispersión de las muestras indica la existencia de otros factores más influyentes que enmascaran un mejor ajuste.

Estos datos confrontan las funciones de curva que muestran una fase de senectud, en la que los taxones de *Rhizocarpon* no crecen, o lo hacen a un ritmo muy lento tal y como se supone de la extrapolación de valores medidos de forma indirecta, y en clara consonancia con la importación de modelos de crecimiento de especies vegetales (Aplin y Hill, 1979). Es posible, en cambio, que la toma de medida de algunos ejemplares lleve a error al entenderse como entidades separadas de un único individuo inicial, ya que ha seguido creciendo en los sectores distales (áreas de crecimiento), mientras que la necrosis de los tejidos se desarrolla en áreas centrales más antiguas.

Se ha evitado relacionar la bonanza del ajuste con una función polinómica de grado superior, que será tanto mayor, cuanto mayor sea el grado de la función, al permitir más recorrido en el intervalo de la dispersión de los datos. Teniendo en cuenta que estos datos reabren el debate sobre los factores que determinan el ritmo de crecimiento de los líquenes y sus aplicaciones en liquenometría, cabe comentar que según Roca (2013) el análisis molecular de secuencias de ADN de muestras de 17 especies del grupo *Rhizocarpon* han indicado que estas pertenecen en realidad a un único linaje principal consistente con el amplio concepto morfológico de *Rhizocarpon geographicum* (L.) DC., por tanto, los cambios morfológicos que apuntan a curvas de crecimiento con fases diferenciadas han de explicarse mediante criterios fisiológicos tanto ambientales como biológicos de individuos, que pese a ser del mismo linaje tienen alta variabilidad morfológica.

Agradecimientos

Los autores quieren agradecer a AGAUR por la beca predoctoral FI destinada al primero, y a la institución ICREA Academia. El primer autor desea agradecer al Prof. Dr. Heinz Veit y a la Dra. Daniela Fischer por su ayuda durante la identificación de las muestras obtenidas.

REFERENCIAS

Aplin, P. S. y Hill, D. J. 1979. Growth analysis of circular lichen thalli. J. them. Biol. 78, 347-363

Armstrong R.A. 2004. Lichens, Lichenometry and Global Warming. Microbiologist 5 (3), 32-35.

Beschel, R. E. 1973. Lichens as a measure of the age of recent moraines. Arct. alp. Res. 5, 303-309.

Innes J.L. 1985. Lichenometry. Progress in Physical Geography 9, 187.

Jomelli V., y Pech. P. 2004. Effects of the little ice age on avalanche boulder tongues in the French Alps (Massif des Ecrins). Earth surface processes and landforms, 2004, (29), 553-564.

Matthews, J. A. y Trenbirth, H. E. 2011. Grows rate of a very large lichen (*Rhizocarpon* subgenus) and its implications for Lichenometry. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 93, 27–39.

Poelt J. 1988. *Rhizocarpon* Ram. em. Th. Fr. subgen. *Rhizocarpon* in Europe. Arctic and Alpine Research 20(3), 292-298.

Proctor M.C.F. 1983. Sizes and growth of thalli of the lichen *Rhizocarpon geographicum* on the moraines of the glaciar de Valsorey, Valais, Switzerland. The Lichenologist 15(3), 249-261.

Roca. B. 2013. Estudio filogenético del grupo de *Rhizocarpon geographicum* (Líquenes, Rhizocarpaceae, Ascomycota).Análisis contrastado de los caracteres morfológicos y los patrones biogeográficos. Tesis doctoral. Madrid 320 pp.

Sancho L.G., Palacios D., de Marcos J., Valladares F. 2001. Geomorphological significance of lichen colonization in a present snow hollow: Hoya del Cuchillar de las Navajas, Sierra de Gredos (Spain). Catena 43 (4), 323-340.

Santesson, J. 1973.Identification and isolation of lichen substances. In:Ahmadjian,V, Hale ME (eds), The lichens. Academic press. London 633-652.

Sass, O. 2010. Spatial and temporal patterns of talus activity - a lichenometric approach in the Stubaier Alps, Austria. Geografiska Annaler 92, A (3), 375-391.

PÉRDIDA DE SUELO A CORTO PLAZO EN PARCELAS CERRADAS DESPUÉS DE UN FUEGO CONTROLADO (EL PINARILLO, Sª ALMIJARA, MÁLAGA)

Short-term soil loss in closed plots after a controlled-fire (El Pinarillo, Sª Almijara, Málaga).

J.F. Martínez Murillo[1], P. Hueso González[1], F. Aranda Gómez[1] y J.D. Ruiz Sinoga[1]

1 Universidad de Málaga, Andalucía Tech, Grupo de Investigación Geografía Física y Territorio-RNM279, Departamento de Geografía, Campus de Teatinos s/n, 29071 Málaga, España; jfmmurillo@uma.es.

Abstract: Runoff and soil loss were measured in closed-plots after a controlled fire from 3/May/2011 to 31/Dec/2013 in order to estimate their short-term differential response respect to control plots covered by natural vegetation. The main rainfall events were mainly registered from August to November, especially those with major rainfall intensities. Burnt and control plots showed similar temporal patterns: more runoff and sediments produced during the events occurred during the Autumn, but up-to three times higher the former than the latter. Those events washed off plots and sediment transport diminishes during winter and spring rain events, except after long rainy periods. Despite of vegetation cover has slightly recovered, after two years and half burnt plots still remain produced more runoff and sediments after the controlled-fire.

Palabras clave: fuego controlado, parcelas cerradas, escorrentía, pérdida de suelo.
Key words: controlled-fire, closed plots, runoff, soil loss.

1. INTRODUCCIÓN

Los incendios forestales en los ecosistemas mediterráneos han ocurrido desde hace siglos, dando lugar al actual mosaico de comunidades vegetales (Trabaud, 1994). Sin embargo, estos incendios se han incrementado considerablemente durante desde el abandono masivo del medio rural en la década de los cincuenta del siglo XX en todos los países europeos mediterráneos, entre ellos España (Bodí et al., 2012). En general, los incendios son considerados como uno de los principales fenómenos que aceleran los procesos geomorfológicos, especialmente, los de índole hídrica, tanto erosivos como deposicionales (Moody y Martin, 2009). Uno de los métodos de campo más utilizados desde hace décadas es el empleo de parcelas cerradas para el estudio de los procesos erosivos post-incendio (Cerdà y Matáix-Solera, 2009). Este método permite el control de las variables dentro de las parcelas (Morgan, 1995) para la cuantificación del flujo superficial y las tasas de erosión en un periodo dado por unidad de área (Ferreira et al., 2008).
El objetivo de este estudio es caracterizar la generación de escorrentía y la pérdida de suelo en parcelas cerradas durante los dos años y medio posteriores a un fuego controlado.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Área experimental El Pinarillo

El Pinarillo se localiza en el Parque Natural de Sierra Tejeda, Almijara y Alhama, en el sur de España (figura 1). Se sitúa a 470 m.s.n.m., en un cono aluvial (conglomerados aluviales), rodeado por relieves montañosos en mármoles paleozoicos del Complejo Alpujárride, de las Cordilleras Béticas. El clima es mediterráneo de régimen seco (Tª anual: 18 ºC; precipitación anual: 589 mm/año). Los eventos de lluvia se concentran principalmente desde septiembre a mayo. El área estuvo cultivada hasta 1950 aproximadamente con cereales. Actualmente, la vegetación se corresponde con una cubierta de matorral mediterráneo (*Cistus clusii, Rosmarinus officinales, Thysmus mastichina, Lavandula stoechas, Chamaerops humilis*) y un pinar abierto (*Pinus halepensis L.*). La zona se se quemó en 1991. Los suelos se clasifican como Leptosoles líticos y eutricos de acuerdo con FAO-WRB (2006) y se caracterizan por un elevado contenido de fracción gruesa en superficie (>50 %) y en perfil (56 %), textura franco-arenosa y contenido de materia orgánica media igual a 3,3 %.

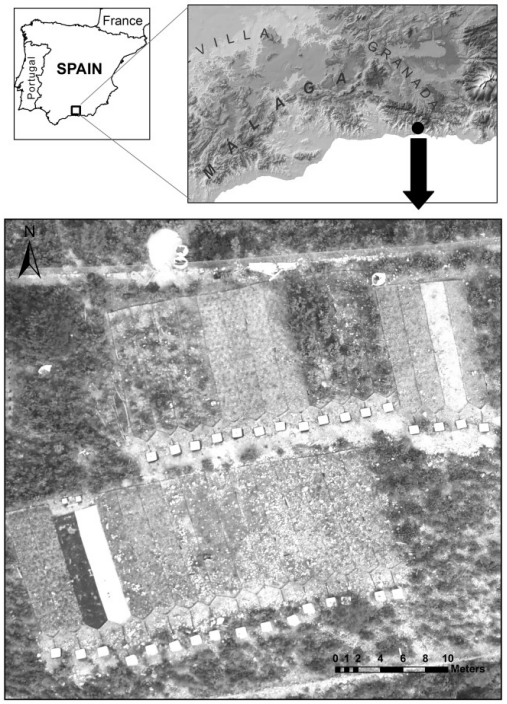


Fig. 1. Localización y vista aérea del área experimental El Pinarillo. A, parcelas quemadas; B, parcelas control.
Fig. 1. Location and aerial view of El Pinarillo experimental area. A, burnt plots; B, control plots.

2.2. Parcelas cerradas

Además de una estación meteorológica automática, en el área experimental se instalaron parcelas cerradas con las siguientes dimensiones: 12 m largo x 12 m ancho; 24 m^2 de superficie. La pendiente de todas las parcelas es igual a 7 %. Cada parcela quedó conectada a un depósito de 250 L para la recogida de escorrentía y sedimentos después de cada evento de lluvia. En total, se ha usado 6 parcelas cerradas en este estudio, 2 de ellas usadas como controles, con la cubierta de vegetación original. Las otras cuatro fueron quemadas de modo controlado el 3-may-2011. El fuego se considera de baja a moderada intensidad porque algunos tallos de plantas permanecieron tras el incendio. Después de cada evento de lluvia, se medía la escorrentía recogida en cada depósito y se tomaba una parte alícuota de la escorrentía para la determinación de los sedimentos arrastrados mediante secado en estufa, en el laboratorio. El período de estudio abarca desde el 3-may-2011 a 31-dic-2013.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Características de las parcelas

Las parcelas control presentaban una cubierta vegetal media superior al 70 %. El suelo descubierto se caracterizaba por una cubierta superarior al 50% de piedras, no embedias, favoreciendo infiltración y escorrentía, respectivamente (Poesen y Lavee, 1994). Las parcelas cerradas después del fuego controlado se caracterizaron por una cubierta vegetal inferior al 20 %. Algunas plantas no se quemaron totalmente debido a su elevado contenido de humedad y a las condiciones ambientales poco proclives para el fuego. Por ello, muchas de ellas perdieron sus hojas pero conservaron su sistema aéreo y la cubierta de cenizas fue de escaso espesor y espacialmente discontinua.

3.2. Eventos de lluvia

Durante el periodo de estudio, la precipitación acumulada fue de 1364,0 mm registrados con una intensidad media horaria de 3,1 mm/h. Los eventos de lluvia se concentraron entre los meses de septiembre y mayo. Los principales eventos fueron los siguientes: 105.8 mm en 18/nov/2012; 103.8 mm en 30/sep/2012; y 95,.6 mm en 5/nov/2011. En cuanto a la intensidad de precipitación máxima en 30 minutos, los eventos de mayor magnitud fueron: 49.6 mm/h en 30/sep/2012; 31.6 mm/h en 29/ago/2013; y 26.4 en 18/nov/2012. En general, los eventos más intensos se registraron desde finales de agosto a mediados de noviembre.

3.2. Generación de escorrentía

La tabla 1 recoge los valores medios de la tasa de escorrentía para las parcelas quemadas y control durante el periodo de estudio. Pocos días después del incendio controlado se produjeron los primeros eventos de lluvia, pero no se registró emisión de escorrentía a pesar de que se superaron un cierto volumen e intensidad horaria (figura 2). Fueron los eventos de lluvia del otoño de 2011, algo más intensos, los que comenzaron a marcar diferencias respecto a las parcelas control hasta el invierno. Durante esta estación y primavera, con eventos de lluvia de bajo volumen e intensidad se emitió muy poca

escorrentía. De nuevo, son los eventos del otoño de 2012 los que ocasionaron que las parcelas quemadas registraran el doble de escorrentía que las control. Por último, en los eventos de otoño de 2013, la escorrentía aumentó en mucha menor medida que en años anteriores, más por la baja frecuencia de eventos intensos que por una recuperación de las condiciones previas al fuego controlado. Cerdà y Lasanta (2005) y González-Pelayo et al. (2010) registraron mayores tasas de escorrentía en los dos primeros años de seguimiento en condiciones climáticas mediterráneas, pero en parcelas con mayor superficie y pendiente del terreno.

Tabla 1. Escorrentía y pérdida de suelo.
Table 1. Runoff and soil loss.

	Quemadas	Control
N	4	2
Tasa de escorrentía (L /m^2)	0.4 1.1	0.2 0.5
Tasa de erosión (t/ha)	2.3 6.3	0.3 1.0

3.3. Pérdida de suelo

En la tabla 1 se recoge el valor medio de pérdida de suelo para ambos conjuntos de parcelas. Los valores medios están en consonancia con los registrados por González-Pelayo et al. (2010) durante el primer año de mediciones, pero algo más elevados que los medidos por Cerdà y Lasanta (2005). Por término medio, la pérdida de suelo es casi 8 veces superior en las parcelas quemadas que en las control. No obstante, este mayor valor medio es fruto de eventos de lluvia puntualmente más intensos de los meses de otoño, pues con cierta frecuencia la tasa de erosión no superó la tonelada por hectárea. El mayor evento erosivo tuvo lugar el 30/9/2012 con 103.8 mm y un máximo de 49.6 mm/h de intensidad horaria que produjo una pérdida de 19.6, 20.3, 30.2 y 45.7 t/ha. Este mismo evento provocó también la máxima pérdida de suelo en las parcelas control: 4.6 y 6.8 t/ha.
Los sedimentos acumulados medidos siguieron una evolución temporal paralela a la escorrentía. Se observó una dependencia evidente respecto a la intensidad de la precipitación, más que al volumen total de la misma. Por ello, como se indica arriba, fueron los eventos de otoño, especialmente los de 2012, aquellos que contribuyeron a una mayor pérdida de suelo en las parcelas quemadas.

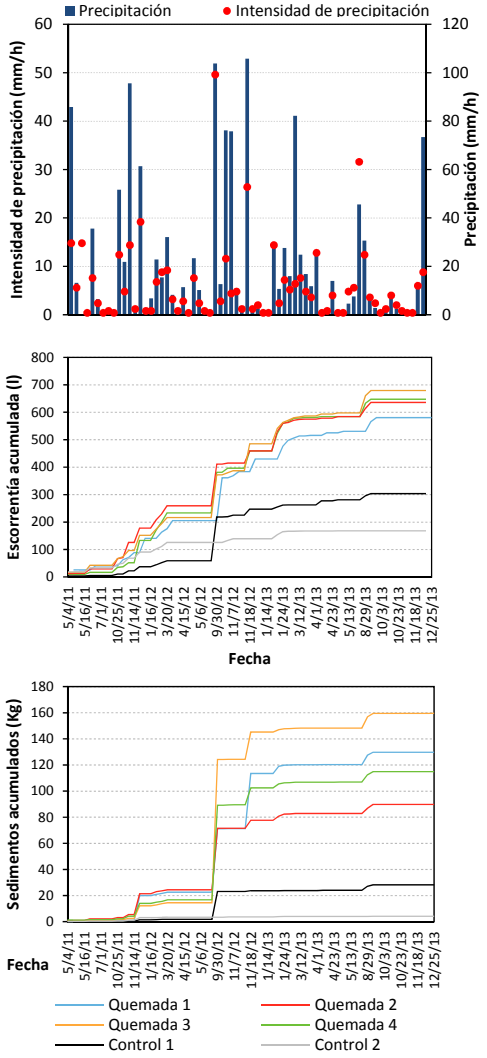


Fig. 2. Variabilidad temporal de la precipitación (arriba) y la escorrentía (mitad) y sedimentos acumulados (abajo).
Fig. 2. Temporal variability rainfalls (top) and cumulated runoff (mid.) and sediment (bottom).

Como era de esperar, la ratio tasa de erosión parcelas quemadas/parcelas control es casi siempre favorable a las primeras, es decir, que las tasas son generalmente superiores en ellas respecto a la control con vegetación natural sin quemar. La figura 3 muestra la variabilidad temporal del logaritmo de dicha ratio. Se ha

utilizado el logaritmo porque hay tres eventos en los que la tasa de erosión era más de 50 veces superior a la de las parcelas control y, en especial, en uno de ellos, casi 2.500 veces superior. Se trata de eventos de lluvia en unos casos muy intensos (18/nov/2011) y, en otros, de larga duración y baja intensidad, con el suelo cercano a saturación. Salvo de modo puntual, la ratio de la tasa de erosión crece hacia el segundo año de registros. Cerdà y Lasanta (2005) obtuvieron una tendencia semejante, si bien en eventos justo después del fuego la ratio fue superior a la obtenida en este estudio.

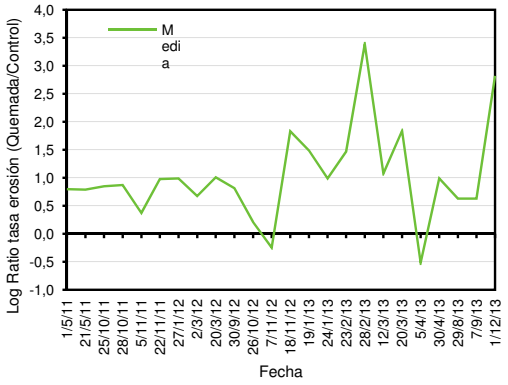


Fig. 3. Variabilidad temporal del logaritmo de la ratio tasa de erosión parcelas quemadas/parcelas control.
Fig. 3. Temporal variability of the burnt plots/control plots erosion rate log-ratio.

CONCLUSIONES

Las conclusiones de este estudio son las siguientes:

i) Después de dos años y medio del fuego controlado, las parcelas quemadas no han recuperado su condición inicial en lo que se refiere a su cubierta vegetal a pesar de que el fuego fue de intensidad baja a moderada.

ii) Los eventos de lluvia de otoño, de mayor intensidad horaria y/o volumen, generaron una mayor escorrentía y tenían un efecto de lavado en los finos acumulados durante el periodo seco estival.

iii) Por tanto, esos eventos otoñales son aquellos que más pérdida de suelo han ocasionado en las parcelas quemadas. Esta pérdida de suelo es 8 veces superior a la registrada en condiciones naturales, aunque parece que tendía a disminuir al final del periodo de estudio.

Agradecimientos
Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto P09-RNM-5057 (Red Experimental de Medición de la Erosión), financiado por la Consejería de Innovación y Ciencia (Junta de Andalucía) y apoyado por Campus Andalucía Tech.

REFERENCIAS

Bodí, M., Cerdà, A., Mataix-Solera, J., Doerr, S.H. 2012. Efectos de los incendios forestales en la vegetación y el suelo en la cuenca mediterránea: revisión bibliográfica. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles 58, 33 - 55.

Cerdà, A. y Lasanta, T. 2005. Long-term erosional responses after fire in the Central Spanish Pyrennes. Catena 60, 59 - 80.

Cerdà, A. y Mataix-Solera, J. 2009. Efectos de los incendios forestales sobre los suelos en España. Cátedra divulgación de la Ciencia, Valencia, 529 p.

Ferreira, A.J.D., Coelho, C.O.A., Ritsema, C.J., Boulet, A.K., Keizer, J.J. 2008. Soil and water degradation processes in burned areas: Lessons learned from a nested approach. Catena 74, 273 - 285.

González-Pelayo, O., Andreu, V., Gimeno-García, E., Campo, J., Rubio, J.L. 2010. Rainfall influence on plot-scale runoff and soil loss from repeated burning in a Mediterranean-shrub ecosystem, Valencia, Spain. Geomorphology 118, 444 - 452.

Moody, J. y Martin, D. 2009. Fire effects on geomorphic processes. En Cerdà, A., Robichaud, P. (Eds): Fire effects on soils and restoration strategies. Restoration strategies after forest fire. Science Publishers, Enfield, 41-79.

Morgan, R.P.C.. 1995. Soil Erosion and Conservation. 2nd edition, Longman, Londres, 198 p.

Poesen, J. y Lavee, H. 1994. Rock fragments in top soils: significance and processes. Catena 23, 1 - 18.

Trabaud, L. 1994. Post-fire plant community dynamics in the Mediterranean basin. En Moreno, J.M., Oechel, W.C. (Eds.), The Role of Fire in Mediterranean Type Ecosystems. Ecological studies 107, Springer-Verlag, New York, 1 - 15.

GENERACIÓN DE MODELOS TOPOGRÁFICOS A PARTIR DE FOTOGRAMETRIA DIGITAL AUTOMATIZADA EN UN RÍO DE GRAVAS ALTAMENTE DINÁMICO

Developing terrain models in a highly dynamic gravel bed river by means of automatic digital photogrammetry

Muñoz-Narciso, E.[1] *, Béjar, M.[1], Tena, A. [1], Vericat, D. [1,2,6] , Ramos, E. [1], Brasington, J. [3], Gibbins, C.N. [4], Batalla, R.J[1,2,5]

1 Fluvial Dynamics Research Group (RIUS), Department of Environment and Soil Sciences, University of Lleida, Lleida, Catalunya, España. * efren.munoz@udl.cat.
2 Forestry and Technology Centre of Catalonia, Solsona, Catalunya, España.
3 School of Geography, Queen Mary University of London, London, United Kingdom.
4 Northern Rivers Institute, Department of Geography and Environment, Aberdeen University, Scotland, United Kingdom.
5 Institut Català de Recerca de l'Aigua, Girona, Catalunya, España
6 Institute of Geography and Earth Sciences, Aberystwyth University, Wales, Ceredigion SY23 3DB, UKM

Abstract: The development of topographic models is fundamental to characterize landscapes, to study the evolutions of surfaces and to support modeling. In this study we present the full design to develop topographic models in fluvial systems by means of automatic digital photogrammetry (Structure from Motion). Results indicate that (i) this methodology allows obtaining multi-scale topographic models (from particle scale to higher scales) at unprecedented spatial scales (10^1 km); and (ii) this approach reduces the time involved in field data acquisition but maintains acceptable post-process errors (10^0 cm). Data obtained in the Upper Cinca is being critically analyzed to determine the minimum number of ground control points and their spatial distribution in order to maintain the quality and density of the resulting point clouds.

Palabras clave: Modelos Topográficos, SfM, morfología, río Cinca, MorphSed.
Key words: Topographic models, SfM, morphology, Cinca river, MorphSed.

1. INTRODUCCIÓN

La elaboración de modelos topográficos es fundamental para la caracterización de superficies, para el estudio evolutivo de éstas y para su modelización. Su aplicación al estudio de procesos geomorfológicos en la última década ha venido marcada por la aparición de nuevas metodologías y técnicas para la obtención de datos topográficos de elevada precisión y densidad (Láser Escáner Terrestre; e.g. Brasington et al., 2012) aplicado en sistemas fluviales y (e.g. Westoby et al.,2012) para la aplicación de fotogrametría digital automatizada. La fotogrametría digital automatizada (SfM+MVS, de aquí en adelante SfM) se basa en la identificación espacial de puntos comunes en pares de fotografías (Ullman., 1979), mediante algoritmos (i.e SIFT desarrollado por Lowe et al., 2004) se orientan y localizan las cámaras y, consecuentemente, se geolocaliza la nube de puntos ofreciendo información 3d. Respecto de la fotogrametría tradicional, SfM no requiere datos de orientación ni ubicación 3d de las cámaras para la reconstrucción de la escena (Westoby et al., 2012). El post proceso de la información para la conversión a un sistema de coordenadas geográfico se puede realizar mediante el establecimiento de puntos de control. Son numerosos los antecedentes en el uso de técnicas SfM para la generación de modelos topográficos a escala de tramo en geomorfología fluvial (e.g. Fonstad et al., 2013; Javernick et al., 2014). Dichos trabajos muestran como SfM garantiza un bajo coste temporal para la obtención de datos, hecho determinante en investigaciones donde las tasas de cambio pueden ser rápidas.

En este estudio se presenta una metodología para la generación de modelos topográficos de

cauces fluviales a partir de fotografía aérea (digital) de proximidad. La metodología ha sido desarrollada en el marco del proyecto de investigación MorphSed (www.morphsed.es). Uno de los objetivos específicos de este proyecto es el análisis de los cambios topográficos y de rugosidad de un tramo fluvial del alto Cinca de aproximadamente 13 km (Pirineo Central, Huesca, España).

2. DISEÑO METODOLÓGICO.

La metodología integra un total de 6 tareas: (a) diseño experimental previo, (b) obtención de observaciones topográficas (nube de puntos) de alta densidad, (c) la transformación de éstas a un sistema de coordenadas proyectado mediante puntos de control, (d) la obtención de información batimétrica del cauce a partir de modelos de transformación ópticos, (e) el análisis geo-estadístico de la información topográfica para su simplificación y homogeneización, y (f) la fusión de los distintos productos para la generación de modelos topográficos híbridos. A continuación se presenta la evaluación del diseño experimental.

3. EVALUACIÓN DEL DISEÑO METODOLÓGICO.

La metodología se ha evaluado mediante la toma de un total de 1800 fotografías aéreas realizadas desde un autogiro, empleando una cámara digital convencional Nikon D3100. La figura 1 presenta de manera esquemática los bloques principales de la metodología. La evaluación del diseño se ha realizado mediante un total de 5 bloques, en los que se incluyen las tareas específicas descritas en el apartado anterior.

3.1. Diseño experimental previo.

Antes de obtener las imágenes, se ha elaborado una calibración de diversas cámaras para determinar la relación entre altura de disparo y tamaño de pixel resultante, con el objetivo de calcular la altitud del vuelo y la tipología de los puntos de control para su correcta identificación en el post-proceso (Figura 1). Se han utilizado un total de 6 tipologías de puntos de control. Los resultados indican que la altura óptima del vuelo es de 275 metros (i.e. esta altura garantiza la visualización de la mejor tipología de puntos de control al mismo tiempo que proporciona imágenes con una resolución < 5 cm).

3.2. Obtención de datos de campo.

Se han ubicado y localizado un total de 220 puntos de control usando un GPS diferencial con información RTK en tiempo real mediante cobertura GPRS a lo largo de los 13 km de tramo fluvial. Las calidades 3d (X,Y,Z) de las coordenadas de los puntos de control es de 2 cm aproximadamente. La distribución espacial de los puntos de control se caracteriza por un patrón equidistante de secciones transversales al cauce abarcando la longitud del tramo (siguiendo criterios de distribución de Vericat et al., 2009). Aunque existe la posibilidad de obtener topografía del cauce mojado mediante fotogrametría (en proceso de evaluación para el caso específico de este estudio), se presenta una metodología adicional. Para generar la información batimétrica del cauce se ha utilizado un modelo óptico de transformación que relaciona la profundidad y los valores RGB de las fotografías aéreas (e.g. Williams et al., 2014). Así, durante la obtención de fotografías también se ha realizado la batimetría del cauce en dos tramos representativos de aproximadamente 100 metros mediante un aDcp RiverSurveyor M9 con sistema de posicionamiento RTK-GPS. Estos datos serán utilizados para la obtención de un modelo óptico de transformación de las imágenes proporcionando la batimetría de todo el cauce mojado tal y como se ha apuntado.

3.3 Post-proceso de la información.

Las fotografías se han post-procesado con el software Agisoft PhotoScan Pro ®. Mediante la aplicación de SfM se han obtenido y registrado observaciones topográficas de elevada densidad. Las coordenadas de los puntos de control han permitido transformar (transformación rígida) la nube de puntos a un sistema de coordenadas proyectado ETRS89 HUSO 31N (220 puntos de control y un RMSE en torno a los 10cm xyz, ver Tabla 1) Además, el programa utilizado también permite generar una ortofotografía. En el caso de este estudio se ha generado una ortofoto de 5cm de resolución para todo el tramo de estudio. Este producto es fundamental, ya que la información batimétrica será correlacionada a posteriori con los valores RGB de la ortofoto, para establecer un modelo óptico de transformación.

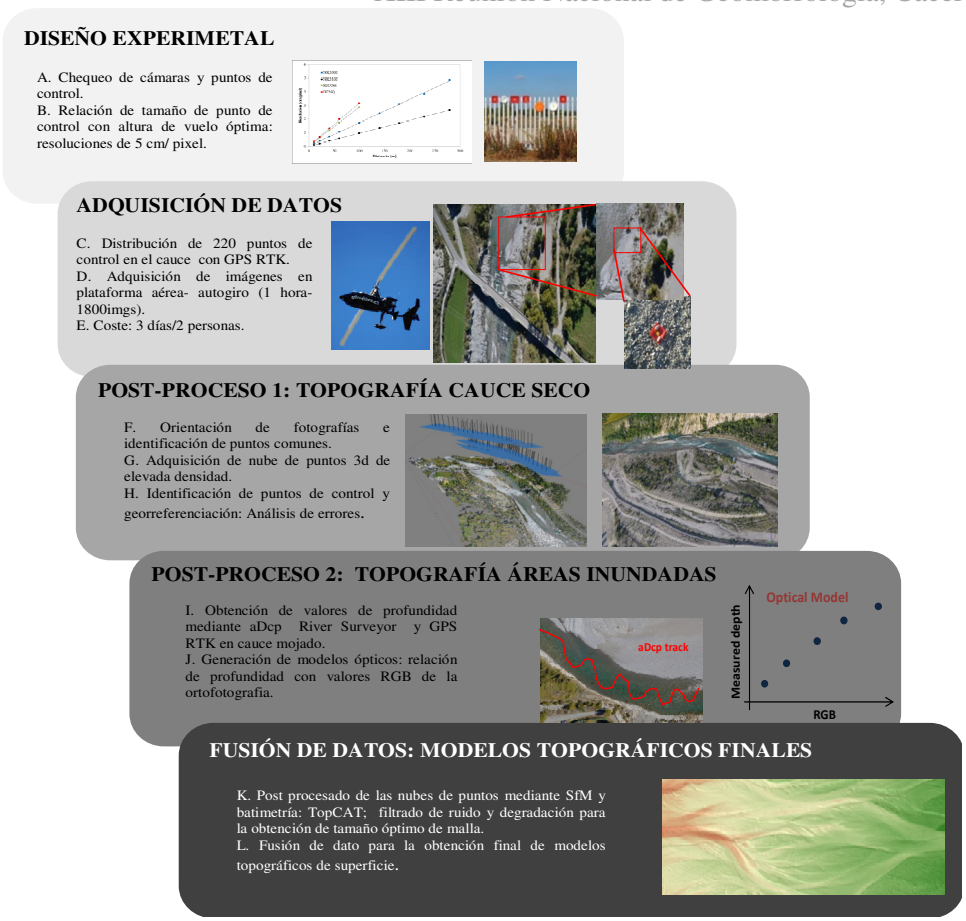


Figura 1.Diseño metodológico para la obtención de modelos topográficos mediante fotogrametría digital automatizada y modelos ópticos.

Figure 1. Workflow to obtain topographic models by mean of automatic digital photogrammetry and optical models.

3.4. Fusión: generación de modelos híbridos

Para la generación del modelo topográfico del área de estudio es necesario fusionar la información topográfica del cauce expuesto (SfM) y mojado (modelo óptico). La aplicación de TopCat (Brasington et al., 2012) permite homogeneizar las nubes de puntos y, adicionalmente, generar un análisis geoestadístico de la información que para la obtención de variables que correlacionan con la rugosidad del cauce. Los resultados de este análisis son la base para la generación de los modelos topográficos..

3.5. Análisis de errores: importancia de los puntos de control.

El objetivo principal en este bloque es el análisis de errores en la georreferenciación de la nube de puntos del cauce expuesto. Este proceso se sitúa en un estado inicial pero es de gran interés para la optimización del método en futuros estudios. Se ha analizado el efecto de la densidad de los puntos de control y su distribución espacial a lo largo del tramo sobre los errores de post-proceso (este último objetivo aún no está realizado). Se ha degradado la densidad de puntos de control y los puntos eliminados se han utilizado como puntos test para la validación de los resultados. El análisis de distribución espacial compara tres tipos de posicionamiento de los puntos de control: (i) aleatorio, (ii) perimetral y (iii) diagonal (siguiendo la aproximación de Vericat et al., 2009). Los resultados preliminares del efecto de la densidad de puntos de control sobre los errores de post proceso (Tabla 1) muestran como una degradación de los puntos de control no genera un aumentos excesivo de los errores. Estos resultados son muy preliminares y carecen de un análisis crítico en este momento.

4. CONSIDERACIONES FINALES Y TRABAJOS FUTUROS

Este trabajo presenta y valora el diseño metodológico desarrollado en MorphSed para la obtención de modelos topográficos y de rugosidad a escala de crecida mediante la

aplicación de fotogrametría digital automatizada.

Tabla 1. Errores Medios Cuadráticos de la nube de puntos generada según el número de puntos de control.
Tabla 1. RMSEs of the point cloud r depending on the number ground control points

n puntos de control	X error (m)	Y error (m)	Z error (m)
220	0.093	0.125	0.119
107	0.119	0.124	0.093

La primera consideración recae en la escala de análisis. Se trata de un tramo de 13 km de un río altamente dinámico en los que la aplicación de técnicas convencionales sería inviable. En segundo lugar hay que considerar el tiempo para la toma de la información de campo. La obtención de datos de campo para la validación del diseño se realizó en un total de 3 días, la mayoría del tiempo destinado a la ubicación de los puntos de control. El vuelo se realiza en 60 minutos mientras que la toma de información batimétrica es de aproximadamente 2 horas/tramo. Contrariamente, hay que tener en cuenta que el post proceso de la información puede ser denso y requiere de un diseño previo para una correcta optimización. Actualmente, se está trabajando de manera específica en la optimización del flujo de trabajo mediante un análisis crítico de la distribución de los puntos de control. Para ello se está realizando un análisis de errores profundo en la distribución espacial y densidad de los puntos de control, y un análisis comparativo de superficies obtenidas mediante SfM con diferentes puntos de control (densidad y distribución) y superficies obtenidas con Láser Escáner Terrestre (ambos de forma simultánea).

Los resultados preliminares obtenidos en este trabajo son considerados válidos y con errores aceptables para el estudio evolutivo de superficies. Además, sin ninguna duda, los errores observados en esta metodología pueden ser de gran interés para caracterizar superficies y para la parametrización de modelos; ya sea hidráulicos, de conectividad hidrológica y/o sedimentaria, etc. En el caso de MorphSed, el resultado final será comparar modelos topográficos y de rugosidad tras eventos competentes de crecida (o extracciones de áridos) a una escala que, hasta el momento, no se ha aplicado en sistemas fluviales altamente dinámicos.

Agradecimientos

La presente investigación se realiza bajo el proyecto MorphSed CGL2012-36394 financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad. El primer autor disfruta de un contrato subvencionado por MorphSed, la segunda autora disfruta de un contrato predoctoral de la Universidad de Lleida, la quinta autora un contrato predoctoral financiado por el Ministerio de Ciencia y Competitividad (BES-2013-067223) y el cuarto autor de un contrato Ramón y Cajal (RYC- 2010- 06264). Se agradece la ayuda de la Confederación Hidrográfica del Ebro, el interés de ENDESA para la aplicación de los métodos desarrollados en este proyecto, la colaboración de Girolibre y el soporte logístico de Acciona. Finalmente, se agradece la ayuda directa e indirecta del equipo de MorphSed (www.morphsed.es) y de los miembros del grupo de investigación RIUS.

REFERENCIAS

Brasington, J., Vericat, D., Rychkov I. 2012: Modeling river bed morphology, roughness, and surface sedimentology using high resolution terrestrial laser scanning. Water Resources Research. 48 W11519, 1-18.

Fonstad, M.A, Dietrich, J.T., Courville, B.C, Jensen, J.L. Carboneau, P.E 2013. Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. Earth Surface Processed and Landforms 38(4): 421-430.

Javernick, L., Brasington, J., Caruso B., 2014. Modelling the topography of shallow braided rivers using Structure-from-Motion photogrammetry. Geomorpholgy 213, 166-182.

Lowe, D., 2004. Distinctive image features from scale-invariant keypoints. International Journal of Computer Vision 60, 91–110 (440).

Ullman, S. 1979. The Interpretation of Structure from Motion. Proc. R. Soc. Lond. B1153: 405-426.

Vericat D, Brasington J, Wheaton J, Cowie M. 2009. Accuracy assessment of aerialphotographs acquired using lighter-than-air blimps: low-cost tools for mapping river corridors. River Research and Applications 25(8): 985–1000.

Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser N.F., Hambrey, M.J., Reynolds, J.M. 2012 : "Structure from-Motion" photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. Geomorpholgy 179, 300-314.

Williams, R. D., Brasington, J., Vericat, D. and Hicks, D. M. 2014. Hyperscale terrain modelling of braided rivers: fusing mobile terrestrial laser scanning and optical bathymetric mapping. Earth Surf. Process. Landforms, 39: 167–183.

UTILIZACIÓN DE TÉCNICAS DE LÁSER ESCÁNER TERRESTRE EN LA MONITORIZACIÓN DE PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS EN UNA ZONA ACARCAVADA

Using terrestrial laser scanner to monitor geomorphological processes in badland areas

E. Nadal-Romero[1, 2], J. Revuelto[3], J.I. López-Moreno[3], P. Errea[3] y J.M. García-Ruiz[3]

1 Dep. Geografía. Universidad de Zaragoza. IUCA. Pedro Cerbuna, 12. 50009, Zaragoza. estelanr@unizar.es
2 Institute for Biodiversity and Ecosystem Dynamics. ESS Research Group. University of Amsterdam.
3 Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC, Zaragoza

Abstract: Geomorphological processes in badland areas have been widely estimated by discrete and traditional observations of topographic changes measured by field work, erosion pins or profile meters (invasive techniques). In recent times, non-invasive geomatic techniques have been routinely applied in geomorphological studies. These techniques provide the opportunity to build high-resolution topographic models. By comparing different DEMs of the same area, obtained at different dates, variations in the terrain and temporal dynamics can be analyzed. The aim of this study is to assess geomorphological processes (erosion and deposition processes) in a humid badland area by using Terrestrial Laser Scanner (TLS, RIEGL LPM-321). Results show that TLS data provide new opportunities in geomorphological studies, recording topographic changes. Erosion and deposition processes were observed and data was related to climatological and hydrological variables. The non-contact nature of TLS techniques avoids problematic complications of surface disturbance when using traditional and invasive methods.

Palabras clave: Láser escáner, procesos geomorfológicos, badlands
Key words: Terrestrial laser scanner, geomorphological processes, badlands

1. INTRODUCCIÓN

En los últimos años, la tecnología LiDAR (Light Detection and Ranging) ha experimentado un gran desarrollo, generalizándose su uso en distintos campos de investigación, especialmente en geomorfología. Un ejemplo de este avance son los láseres escáner terrestres (TLS, Terrestrial Laser Scanner) para la adquisición de puntos remotos del terreno, que permiten obtener modelos digitales del terreno (MDT). La aplicación del TLS permite la obtención de datos topográficos a una resolución, densidad y rapidez sin precedente. Por medio de estos equipos y el post-proceso de la información adquirida se puede trabajar con modelos tridimensionales con los que es posible obtener, con gran nivel de detalle la topografía de la zona de estudio, lo que posibilita controlar los cambios que en él se producen al comparar la información obtenida en distintos momentos.

La utilización de TLS en la monitorización de procesos geomorfológicos es muy diversa: i.e. deslizamientos de laderas (Jaboyedof et al., 2012), dinámica fluvial (Picco et al., 2013) o dinámica del manto de nieve y evolución de heleros (Revuelto et al., 2013, 2014) o glaciares (Schwalbe et al., 2008).
Este trabajo presenta la aplicación de un láser escáner terrestre (TLS) de largo alcance para la monitorización de procesos geomorfológicos en una pequeña cuenca de montaña con morfologías acarcavadas.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Área de estudio

La cuenca de Araguás está situada en la zona central de la Depresión Interior Altoaragonesa (Pirineo Central) a 9 km de la ciudad de Jaca. La extensión de la cuenca de Araguás es de 45 ha, con un gradiente altitudinal de 325 m (1105 m la cota más alta y 780 m la más baja).

La litología de la parta alta de la cuenca corresponde al flysch eoceno surpirenaico, constituido por la alternancia de areniscas carbonatadas y margas, donde se desarrolla un bosque de repoblación. En la parte media y baja el sustrato litológico es la marga de Larrés, compuesta principalmente por carbonatos, minerales arcillosos y cuarzo, dando lugar al desarrollo de una densa red de cárcavas.
El clima de la zona se caracteriza por una marcada estacionalidad mediterránea, pero con cierta influencia continental y atlántica. La precipitación media anual es de 800 mm, distribuidos en dos estaciones húmedas (otoño y primavera) y dos secas, si bien en verano son frecuentes las tormentas de origen convectivo. La temperatura media anual es 10 ºC.

2.2. Métodos: TLS y análisis

Se ha utilizado el modelo de TLS, LPM-321 de RIEGL que emplea la tecnología de tiempo de vuelo para determinar la distancia de los distintos puntos de la zona de escaneo y obtener la nube de puntos tridimensional del área deseada (Fig. 1).



Fig. 1. Láser escáner terrestre (TLS, RIEGL LPM-321)
Fig. 1. Terrestrial Laser Scanner (TLS, RIEGL LPM-321)

En primer lugar, se lleva a cabo el estacionamiento del escáner. A continuación, se fijan los puntos de control utilizados como referencia en el registro indirecto de las nubes de puntos obtenidas con un mínimo de 7 puntos (reflectores) para aumentar el grado de confianza de la metodología. Seguidamente, se realiza la corrección atmosférica, el escaneo y por último, la adquisición de imágenes (ver para detalle Revuelto et al., 2014). En la fase de post-proceso todos los escaneos deben solaparse y analizarse. Para ello existe una gran versatilidad en cuanto al tratamiento de dicha información geográfica, y en este estudio se ha trabajado con el software Cloud Compare.
Desde septiembre de 2012, se han realizado cinco muestreos periódicos (cuatrimestrales) en la cuenca de Araguás, en dos laderas con diferente exposición (norte y sur). Por medio de la citada tecnología se presenta la dinámica geomorfológica de estas laderas (procesos erosivos, deposición, deslizamientos…) y se analizan las relaciones existentes entre variables climáticas e hidrológicas.
En este trabajo se presentan los resultados preliminares obtenidos en la ladera con orientación sur, con el objetivo de analizar la potencialidad del diseño experimental y valorar los primeros resultados.

3. RESULTADOS

Los resultados obtenidos en los diferentes muestreos y en los análisis posteriores permiten la obtención de modelos topográficos para cada uno de los periodos de estudio (Fig. 2).
La Fig. 2 muestra la dinámica geomorfológica de la ladera seleccionada: procesos erosivos (valores negros) y procesos de acumulación (valores blancos). En general, se observa una alta dinámica geomorfológica con importantes procesos de erosión y de acumulación, mostrando una heterogeneidad espacial y temporal importante.
Periodo A. En este periodo se registran los cambios topográficos más importantes debido a un evento excepcional ocurrido del 19 al 21 Octubre de 2012 (Serrano et al., 2013). Durante este evento se registraron en la cuenca de Araguás valores de caudal muy elevados (3932 l s^{-1} km^{-2}) y valores de sedimento muy altos (15469 Mg km^{-2}). Como consecuencia, se produjo un deslizamiento importante en la ladera monitorizada (Fig. 3). Este deslizamiento se ve claramente reflejado en la imagen 2A y en la Fig. 3, registrándose pérdidas y acumulaciones muy elevadas al pie de la vertiente.

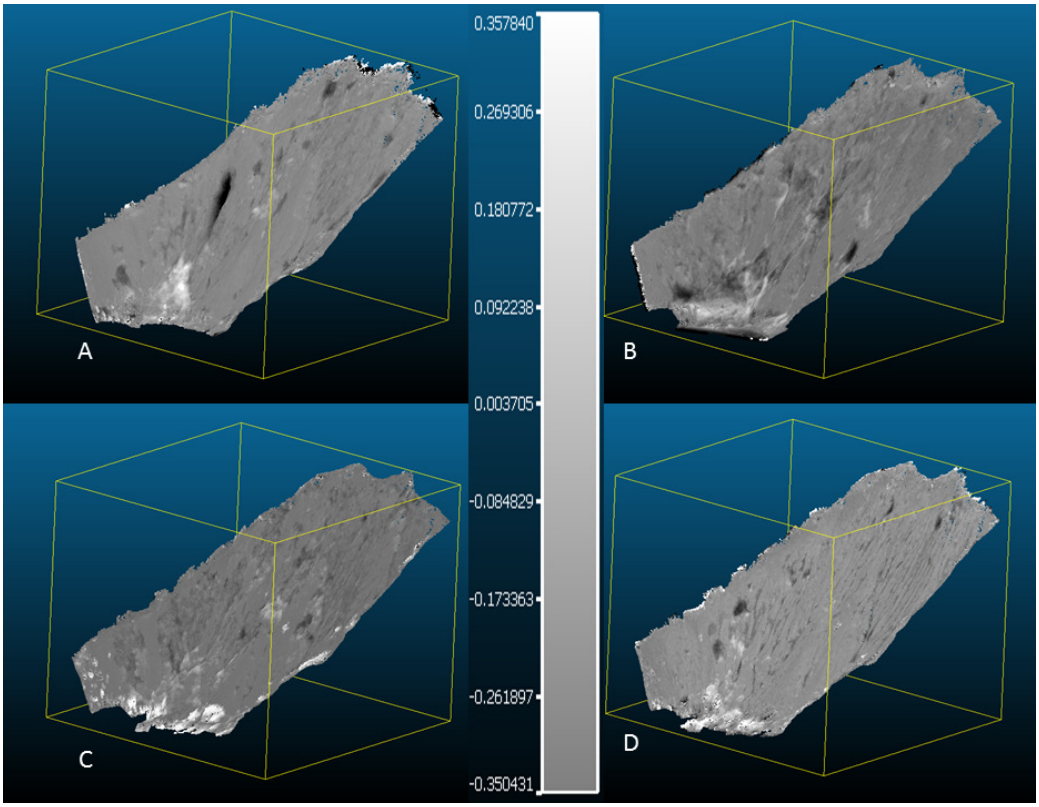


Fig. 2. Evolución de la ladera piloto. Periodos A, B, C and D (Ver Tabla 1)
Fig 2. Evolution of pilot slope. Periods A, B, C and D (See Table 1)

Tabla 1. Características del periodo de estudio
Table 1. Characteristics of the study period

	Periodo A	Periodo B	Periodo C	Periodo D
Periodo de estudio	3/9/12-2/11/12	2/11/12-15/4/13	15/4/13-23/7/13	23/7/13-11/11/13
Número de días	59	162	98	110
Precipitación (mm)	356	610	234	334,8
Máx. intensidad de prec. (mm h^{-1})	64,8	21,6	91,2	148,8
Q máx (l s^{-1} km^{-2})	3932	583	1569	7460
Número de crecidas	9	28	11	11



Fig. 3. Deslizamiento ocurrido en el evento extraordinario de octubre 2012
Fig. 3. Landslide occurred during the extraordinary event October 2012

Periodo B. Este periodo se corresponde con un invierno y una primavera con mucha precipitación y un número muy elevado de crecidas, aunque ninguna de gran magnitud. Se obervan procesos de erosión moderados distribuidos en la ladera y procesos de acumulación al pie de la misma.

Periodo C. En general se registran los valores más moderados, tanto de pérdidas como de acumulación. Se observan procesos de erosión en la parte alta de la ladera y procesos de sedimentación en toda la parte baja. Este material acumulado en la parte baja de la ladera está preparado para ser erosionado durante las tormentas estivales.

Periodo D. Se trata de un periodo muy activo, debido a las tormentas estivales con fuerte intensidad. Se observa el desarrollo de regueros en la ladera y pequeños movimientos que favorecen acumulaciones al pie de la vertiente. En este periodo se registró el mayor evento de los últimos 8 años en la cuenca: el 12 de agosto de 2012, durante solamente 2 horas y media se registraron 72,8 mm de precipitación con una intensidad máxima de 150 mm h^{-1}.

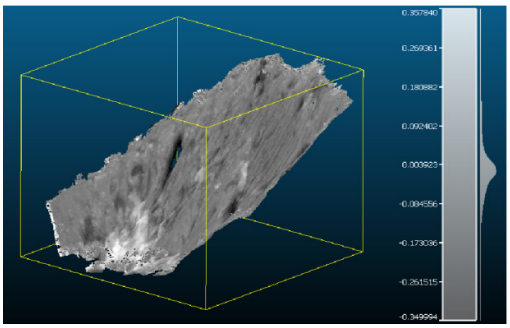


Fig. 4. Evolución global de la ladera piloto. Periodo: 3 de septiembre de 2012 al 11 de noviembre de 2013
Fig 4. Global evolution of the pilot slope. Period: 3 September 2012 to 11 November 2013

Por último, la Fig. 5 presenta la evolución a lo largo de todo el periodo de estudio. Se observan procesos heterogéneos en la ladera, con puntos importantes de erosión, debido principalmente a pequeños deslizamientos y procesos de acumulación sobretodo al pie de la ladera (p.e. ver Fig. 3).

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados demuestran que las técnicas TLS permiten analizar y cartografiar procesos geomorfológicos (erosión y acumulación) con una alta resolución. Estos resultados preliminares demuestran que estas técnicas ofrecen nuevas oportunidades en estudios geomorfológicos en áreas de cárcavas y que las técnicas de TLS son de gran valor para realizar análisis cualitativos, cuantitativos y morfométricos, permitiendo hacer un seguimiento de los procesos geomorfológicos que ocurren en las laderas.
Trabajos futuros permitirán establecer tasas de erosión y estudiar la relación entre la dinámica geomorfológica y diferentes variables climáticas, topográficas e hidrológicas.

Agradecimientos
Esta investigación se ha financiado gracias al proyecto HIDROCAES e INDICA del Plan Nacional. La contribución de la primera autora ha sido posible gracias a un Contrato Juan de la Cierva y una beca Marie Curie (Seventh Framework Programme), y J. Revuelto ha contado con una beca FPU.

REFERENCIAS

Jaboyedof, J., Oppikofer, T., Abellán, A., Derron, M.H., Loye, A., Metzger, R., Pedrazzini, A. 2012. Use of LIDAR in landslide investigations: a review. Natural Hazards 61, 5-28.

Picco, L., Mao, L., Cavalli, M., Buzzi, E., Rainato, R., Lenzi, M.A. 2013. Evaluating short-term morphological changes in a gravel-bed braided river using terrestrial laser scanner. Geomorphology 201, 323-334.

Revuelto, J., López-Moreno, J.I., Azorín-Molina, C., Arguedas, G., Vicente-Serrano, S.M., Serreta, A. 2013. Utilización de técnicas de láser escáner terrestre en la monitorización de procesos geomorfológicos dinámicos: el manto de nieve y heleros en áreas de montaña. Cuadernos de Investigación Geográfica 39 (2), 335-357.

Revuelto, J., López-Moreno, J.I., Azorin-Molina, C., Zabalza, J., Arguedas, G., Vicente-Serrano, S.M. 2014. Mapping the annual evolution of snow depth in a small catchment in the Pyrenees using the long-range terrestrial laser scanning. Journal of Maps 0, 1-15.

Schwalbe, E., Maas, H.G., Dietrich, R., Ewert, H. 2008. Glacier Velocity determination from multitemporal terrestrial long range laser scanner point clouds. The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences 37, 457-462.

Serrano-Muela, M.P., Nadal-Romero, E., Lana-Renault, N., González-Hidalgo, J.C., López-Moreno, J.I., Beguería, S., Sanjuan, Y., García-Ruiz, J.M. 2013. An exceptional rainfall event in the central western pyrenees: spatial patterns in discharge and impact. Land Degradation and Development. doi: 10.1002/ldr.2221

ESTIMACIÓN DE LA PRODUCCIÓN DE SEDIMENTO DURANTE UN EVENTO DE LLUVIA EXTRAORDINARIO MEDIANTE LÁSER ESCÁNER TERRESTRE (TLS).

Approach to sediment production during an extraordinary precipitation event, using a Terrestrial Laser Scanner (TLS).

X. Rodriguez-Lloveras[1], E. Rodríguez-Caballero[2], A. Solé-Benet[2] y G. Benito[1]

1 Museo Nacional de Ciencias Naturales, MNCN-CSIC, Madrid, xavi.rodriguez@mncn.csic.es.
2 Estación Experimental de Zonas Áridas, EEZA-CSIC, Almería

Abstract: Sediment production data during heavy rainfalls in Mediterranean region are scarce and limited by lack of instrumental stations. Several studies focused in the use of check dams as proxies for the quantification of sediment production. However, the applied techniques are not precise enough to quantify sediment production for a single event. High precision topography using Terrestrial Laser Scanner (TLS) can reduce the uncertainties of sediment estimation at event scale. During a study of sediment production at upper Guadalentín basin using TLS, an extraordinary event occurred. This work report on the methodology and results followed to derivate the sediment production from the September 28th 2012 rainfalls based on TLS data compared with older sediments. In the studied check dam, 99.88% of the sediment infill was produced by this event. The study confirms that check dams are excellent sediment tramps to characterize the sediment production during single events, if high precision topographic techniques (TLS) are complemented with stratigraphical records of the infill sediment.

Palabras clave: Láser Escáner Terrestre, evento extraordinario, dique de retención, producción de sedimentos.
Key words: Terrestrial Laser Scanner, extraordinary event, check dam, sediment production.

1. INTRODUCCIÓN

Las estimaciones de la producción de sedimentos durante eventos de lluvia extremos en cuencas mediterráneas son escasas y están supeditadas a la instalación de redes instrumentales, colectores y trampas de erosión. Se trata de una labor costosa desde el punto de vista de tiempo y recursos, y en la mayor parte de los casos son registros relativamente cortos (Romero-Diaz et al., 2011).

En diversos estudios, se aborda la carencia de registros instrumentales mediante la cuantificación del volumen de sedimentos retenidos en diques forestales y presas (Avedaño Salas, 1995; Martin-Rosales et al., 2003). Este tipo de registros tiene la ventaja de conseguir una mayor distribución espacial de la estimación de sedimento total, aunque las técnicas implementadas hasta el momento carecen de la precisión necesaria para cuantificación de la erosión ligada a eventos individuales (de Vente et al., 2011). Las nuevas técnicas de medidas topográficas del terreno mediante láser escáner terrestre (TLS) constituyen una alternativa a la cuantificación sedimentaria clásica (Brasington et al., 2012). Estas técnicas pueden ser aplicadas a la cubicación del sedimento retenido en presas y diques forestales.

Después de una primera toma de medida con TLS realizada en Julio de 2011 en diques forestales de la cabecera del río Guadalentín, orientado a definir el sedimento retenido en distintos diques de retención de sedimentos siguiendo la metodología de cálculo por zanjas utilizado en Rodriguez-Lloveras et al. (2012) y Bussi et al. (2013), se produjo un evento de lluvia extraordinaria (concretamente el 28 de Septiembre de 2012), uno de los mayores registrados en los últimos 100 años. Dicho evento ha permitido determinar el volumen de

sedimento acumulado en los diques durante un evento singular.
En el presente trabajo, a modo de ejemplo, se ha descrito y cuantificado el sedimento retenido en el trasdós de un dique de control de avenidas construido en el año 2009, de 15.6m de ancho (en coronación), 4.5 m de alto, una capacidad de ~2900 m^3 y una cuenca de recepción de 0.36 km^2. Dicho dique forma parte del sistema hidrológico del río Caramel (o del Alcaide), incluido en la cuenca alta del río Guadalentín (Segura), aguas arriba del Embalse de Valdeinfierno (1.964ºO; 37.806ºN). El sedimento retenido por el dique se ha utilizado para calcular las tasas de erosión durante el evento de precipitación del 28 de Septiembre de 2012.

2. METODOLOGÍA

En Julio de 2011 se realizó un levantamiento topográfico mediante TLS de la superficie del sedimento acumulado y retenido por un dique forestal. La medición topográfica mediante láser permite medir miles de puntos por segundo con una gran precisión local. En la zona de campo se ha utilizado el TLS modelo "Scanstation 2" de la marca Leica, que permite la medición de hasta 50000 puntos/segundo con un error de 2mm, en condiciones ideales según el fabricante, aunque en condiciones de campo es mayor (Lichti et al., 2005). Este modelo de TLS se basa en la tecnología de tiempo de vuelo que consiste en la determinación de la distancia de los objetos al sensor mediante la medida del tiempo transcurrido entre la emisión de un pulso laser y su retorno. La resolución espacial utilizada para las mediciones ha sido de un punto cada dos centímetros en el plano horizontal a 100 m de distancia.
La técnica de medida consiste en una lectura directa desde la visual del instrumento, por lo que debido a la morfología del dique presentado, han sido necesarios cinco escaneos desde distintos puntos de estacionamiento para evitar sombras y aberraciones en los datos. Cada grupo de datos o nubes de puntos medidos en cada estacionamiento se ha alineado con respecto a los demás mediante la posición relativa a un conjunto de dianas distribuidas espacialmente con visual directa al láser. Estas dianas son registradas durante la toma de datos, y también por el escaneo anterior o posterior. El error derivado de la alineación de las distintas tomas de datos utilizando las dianas, es el error máximo en el plano horizontal (±1cm). El error máximo vertical viene determinado por la presencia de vegetación. El TLS es incapaz de determinar distintos tipos de objetivos, por lo que dada la resolución de los datos y la toma masiva de estos, toda la vegetación es escaneada conjuntamente con el sedimento. Si la cobertura vegetal no es muy frondosa este error se puede corregir. Para minimizar estas interferencias, se han filtrado los datos láser mediante dos procesos sucesivos. El primero ha sido generalizar el modelo digital derivado de los datos a celdas de 0.1 x 0.1 m, considerando como valor de celda el punto más bajo de todos los incluidos en ella. El segundo ha sido generar el modelo de elevaciones según los puntos filtrados y localizar y eliminar manualmente los puntos de vegetación restante hasta el factor de cota más bajo posible, que determina el error máximo vertical (±2.1 cm) (Charlton et al., 2003), utilizando como referencia los puntos más bajos más un margen de cota, en áreas reducidas. El margen de cota utilizado para filtrar los puntos se ha definido como el error máximo de cota en las áreas con vegetación. El error vertical y horizontal en el dique de estudio en el escaneo previo a la avenida de septiembre de 2012, han sido de 1 y 2.5 cm respectivamente.
El 28 de Septiembre de 2012 se registró el tercer mayor evento de crecida del registro instrumental. Dado que pocos meses antes se había realizado la primera campaña de medida, se procedió a realizar una nueva campaña para estimar el volumen de sedimento acumulado durante este evento excepcional.
Comparando las nuevas superficies del sedimento con las medidas previas, utilizando como referencia el dique, se ha podido determinar con gran precisión el volumen de sedimento transportado durante el evento de Septiembre del 2012.

Los resultados del volumen transportado durante el evento de 2012 calculado con datos de TLS, han sido comparados con los volúmenes del sedimento anteriores al evento. El volumen de eventos anteriores ha sido calculado utilizando el espesor medio acumulado en cada evento, obtenido mediante una descripción de las unidades sedimentarias

observadas en zanjas excavadas transversalmente al relleno del dique, siguiendo la metodología expuesta en Rodriguez-Lloveras et al. (2012) y Bussi et al. (2013).

3. RESULTADOS

Las zanjas excavadas en el sedimento han permitido determinar que el relleno ha registrado al menos cinco eventos desde su construcción (incluido el de Septiembre 2012). Se ha determinado la densidad aparente media del depósito (1.245 g/cm^3), permitiendo estimar el volumen transportado y la erosión producida en la cuenca durante cada evento (tabla 1)

Tabla 1. Volumen de sedimento acumulado y erosión en la cuenca en los cinco eventos registrados en el dique desde su construcción, numerados desde el más profundo (E1). *Tabla 1. Sediment volume accumulated at the check dam and average erosion estimated for five runoff events, as recorded in the stratigraphy E1 is at the base.*

	E1	E2	E3	E4	E5
Volumen (m^3)	0.14	0.07	0.09	0.11	362.80
Porcentaje (%)	0.03	0.02	0.02	0.03	99.89
Erosión (T/Ha)	0.005	0.002	0.003	0.004	12.55

En la tabla se puede observar que el evento E5 re-depositado en Septiembre de 2012, supone el 99.89 % del volumen total acumulado en el dique. Este resultado implica que el resto de acumulaciones son prácticamente despreciables en comparación, dado que el error de la cubicación con TLS para el volumen acumulado y el área de la cubeta del dique es de aproximadamente un 1.9% (7m^3>>ΣE; 0.41m^3). El análisis del sedimento recogido en las zanjas indica que se trata de arenas (97.8%) principalmente gruesas (24.6%) mezcladas con algo de limo (2.1%). La escasa cantidad de sedimento fino indica que las fracciones más finas no son retenidas por el dique, y pasan a través de sus drenajes.

La distribución espacial de los sedimentos en la cubeta del dique, también aporta información relevante sobre la naturaleza del proceso de erosión-acumulación, así como del posible origen de los sedimentos. En la figura 1 se observa que entre los dos escaneos (A y B) existe un aumento de cota importante, que indica una acumulación cercana a 0.5 m en gran parte de la cubeta de acumulación (Fig. 1C; Tonos azules (-): indican acumulación; Tonos rojos (+): indican erosión).

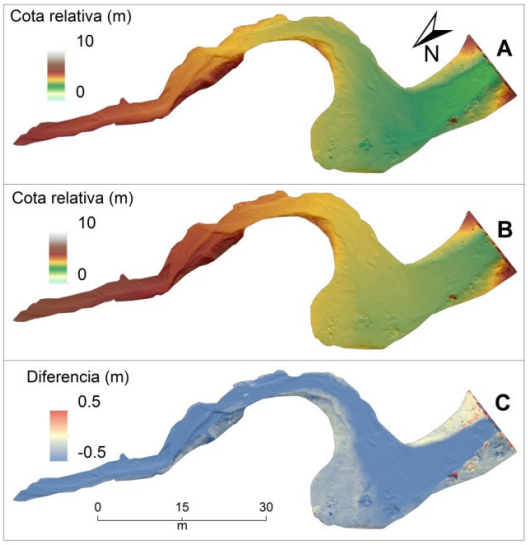


Fig. 1. Topografía de alta resolución del sedimento acumulado en el dique de estudio antes del evento (A) y después del evento (B), y la diferencia entre ambas (C). *High resolution topography of the sediment accumulated at the check dam, before (A) and after (B) the event, and the difference between both topographies (C).*

Se observa que longitudinalmente los sedimentos se acumulan de forma más o menos regular desde las cotas más elevadas a cotas más bajas. Transversalmente al eje del cauce, se observa un comportamiento diferencial entre las dos laderas de la cubeta. En la ladera Noreste (arriba) con vegetación natural se conserva la morfología entre ambos escaneos, mientras que en la ladera Noroeste (limitando con campos de cultivo) se presenta acumulación de sedimentos. Estos campos de cultivos sufren una elevada erosión durante lluvias intensas, aportando gran volumen de sedimento al vaso de retención.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La cubicación del sedimento en el dique de estudio antes y después de un evento extraordinario ha permitido cuantificar la importancia de este tipo de eventos extremos en la erosión y el transporte de sedimentos en la zona de estudio. Se ha visto que los sedimentos movilizados durante eventos de escorrentía menores son difíciles de estimar debido a que están dentro del margen de error del método.

Las diferencias en los sedimentos acumulados por los eventos registrados demuestra que la erosión y transporte de sedimentos no se produce de forma distribuida, sino que se concentra en el tiempo y asociado a eventos de elevada magnitud, de acuerdo con las observaciones de Bussi et al.(2013).

Respecto a la composición de los sedimentos, se ha observado que en el dique de acumulan principalmente arenas gruesas. Estas texturas no son predominantes en los suelos de la cuenca, y posiblemente indique una selección en la fracción retenida, mientras que las fracciones más finas son evacuadas por los drenajes de los diques.

La particular ubicación del dique estudiado con una ladera-vertiente con vegetación natural y otra con campos de cultivo, permite observar un comportamiento diferencial de la erosión. Se ha observado que existe un mayor aporte de sedimento procedente de los campos de cultivo respecto a la ladera con vegetación natural, a pesar que su escasa densidad vegetal. Esta elevada erosión de los campos de cultivo se ha favorecido por tratarse de una lluvia de otoño; i.e. periodo con los campos desprovistos de vegetación.

Se ha demostrado que en una cuenca de comportamiento semiárido y torrencial sin aforos de sedimentos, los diques de retención son una valiosa herramienta para el estudio de la erosión. El análisis conjunto topográfico y sedimentario permite igualmente caracterizar cualitativa, cuantitativa y espacialmente la producción de sedimento y las texturas movilizadas con una buena distribución espacial y temporal.

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por los proyectos CICYT CGL2008-06474-C02-01 y CGL2008-06474-C02-02 y la acción especial CGL2007-29834 para cofinanciar el TLS

REFERENCIAS

Avedaño Salas, C. 1995. Procedimientos para evaluar la degradacion especifica (Erosion) de cuencas y de embalses a partir de los sedimentos acumulados en los mismos. Aplicación al estudio de embalses Españoles. Ingenieria civil / CEDEX, 99, 51-58.

Brasington, J., Vericat, D., and Rychkov, I. 2012. Modeling river bed morphology, roughness, and surface sedimentology using high resolution terrestrial laser scanning. Water Resources Research 48.

Bussi, G., Rodriguez-Lloveras, X., Frances, F., Benito, G., Sanchez-Moya, Y., and Sopeña, A. 2013. Sediment yield model implementation based on check dam infill stratigraphy in a semiarid Mediterranean catchment. Hydrology and Earth System Sciences 17 (8), 3339-3354.

Charlton, M. E., Large, A. R. G., and Fuller, I. C. 2003. Application of airborne LiDAR in river environments. The River Coquet, Northumberland, UK. Earth Surface Processes and Landforms 28 (3), 299-306.

de Vente, J., Verduyn, R., Verstraeten, G., Vanmaercke, M., and Poesen, J. 2011. Factors controlling sediment yield at the catchment scale in NW Mediterranean geoecosystems. Journal of Soils and Sediments 11(4), 690-707.

Lichti, D. D., Gordon, S. J., and Tipdecho, T.. 2005. Error models and propagation in directly georeferenced terrestrial laser scanner networks. Journal of Surveying Engineering-Asce 131 (4), 135-142.

Martin-Rosales, W., Pulido-Bosch, A., Gisbert, J., and Vallejos, A. 2003. Sediment yield estimation and check dams in a semiarid area (Sierra de Gador, southern Spain). En DeBoer, D. H. Froehlich W. Mizuyama T. Pietroniro A. (Eds.): Erosion Prediction in Ungauged Basins: Integrating Methods and Techniques.IAHS,Oxford, 51-58.

Rodriguez-Lloveras, X., Bussi, G., Sanchez-Moya, Y., Sopeña, A., Frances, F., and Benito, G. 2012. Aproximación a las tasas de producción de sedimento mediante el cubicaje de diques de retención en ríos mediterráneos efímeros. En A. González-Díez (Coord. Ed.): Actas de la XII reunión nacional de geomorfología Santander, 17-20 septiembre de 2012. PubliCan, Cantabria, 513-516.

Romero-Diaz, A., Sinoga, J. D. R., and Serrato, F. B. 2011. Hydric erosion rates in the region of Murcia. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles (56), 129-153.

LA APLICACIÓN DE TÉCNICAS DE FOTO-RECONSTRUCCIÓN 3D AL ESTUDIO DE LA DINÁMICA EROSIVA EN LAS LADERAS ACARCAVADAS DE VALLE DEL CASLILLA (SEGOVIA) Y DE UNA CÁRCAVA PERMANENTE EN MONROY (CÁCERES)

Application of 3D photo-reconstruction techniques to the study of erosion in badland slopes of Caslilla river (Segovia) and a permanent gully in Monroy (Cáceres)

L. M. Tanarro García[1] y Á. Gómez Gutiérrez[2]

1 Grupo de Investigación en Geografía Física de Alta Montaña. Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España. pace@ghis.ucm.es.
2 Grupo de Investigación GeoAmbiental. Universidad de Extremadura, Cáceres, España. alvgo@unex.es

Abstract: In this paper, the 3D photo-reconstruction technique is presented and analyzed in order to produce high resolution point clouds and Digital Elevation Models of a road-scarp and two gullied areas. To do this, a collection of pictures taken from low-cost digital compact cameras in different dates is used. The resulting point clouds and DEMs allowed identifying, describing and quantifying the processes operating in each study area. The obtained RMSEs varied from 0.00 to 0.13 cm and DEMs with pixel sizes from 0.01 to 0.05 were elaborated.

Palabras clave: foto-reconstrucción 3D, cárcava, nube de puntos, MDEs de diferencias.
Key words: 3D foto-reconstruction, gully, point clouds, DEMs of difference.

1. INTRODUCCIÓN

La foto-reconstrucción 3D (FR-3D) es una técnica de nueva difusión resultado de los avances más recientes en el campo de la visión artificial y que utiliza de forma conjunta los algoritmos Structure from Motion (SfM) y Multi-View Stereo (MVS). Su aplicación en el ámbito de las Ciencias de la Tierra también es incipiente, habiendo sido utilizada para monitorizar procesos geomorfológicos (Westoby *et al.*, 2012; Fonstad *et al.*, 2013; Gómez-Gutiérrez et al., 2014). De forma más concreta, Castillo et al. (2012), James et al., (2012) y Gómez-Gutiérrez et al., (2014) han aplicado la FR-3D al estudio de la dinámica erosiva de áreas acarcavadas. El mayor potencial de esta técnica es la posibilidad de obtener Modelos Digitales de Elevaciones (MDEs) de alta resolución y bajo coste económico, mediante la toma de fotografías desde diferentes ángulos con cámaras digitales convencionales, y su posterior conversión en foto-modelos en 3D, cuyo procesamiento permite obtener una densa "nube de puntos" con coordenadas XYZ, y generar, finalmente, MDEs.

El objetivo de este trabajo es evaluar la utilidad de la FR-3D para obtener MDEs de cárcavas en diferentes fechas, cuya comparación posterior muestre la precisión final de los MDEs para detectar los cambios morfológicos.

2. AREA DE ESTUDIO

La FR-3D se llevó a cabo en dos áreas acarcavadas con características morfotopográficas contrastadas: en primer lugar, en las cárcavas modeladas en las laderas de la margen derecha del valle del Caslilla (afluente del río Duratón, Segovia), en las proximidades del pueblo de Vellosillo. Las laderas presentan pendientes abruptas, entre los 20º y los 25º. En ellas la arroyada concentrada ha excavado cárcavas sobre materiales arcillo-limo arenosos del Mioceno. La carretera que pasa por estas laderas forma un pequeño escarpe en las proximidades del núcleo de población de Vellosillo, en el que también se ha aplicado la técnica, ya que muestra una importante actividad geomorfológica. Y, en segundo lugar, también se reconstruyó en 3D la cabecera de una cárcava permanente de fondo de valle en Monroy (Cáceres). Esta cárcava se

desarrolla sobre el paquete sedimentario que habitualmente ocupa las vaguadas en zonas adehesadas y que presenta una potencia aproximada de 1,5 m y tiene una gran importancia para el almacenamiento de recursos hídricos en este tipo de cuencas.

3. METODOLOGÍA

3.1. Captura de las fotografías.

Durante la realización del trabajo de campo se han tomado fotografías en distintas fechas, utilizando cámaras digitales compactas (Tabla 1). Previamente, en alguna de las tomas fotográficas, se colocaron puntos de control (estacas, postes, etc.), lo que permitiría en un proceso posterior escalar el modelo. Las fotografías se realizaron desde diferentes ángulos (solape de más del 60%). Asimismo se calcula la razón o ratio de precisión relativa (RPR), es decir la ratio entre el error estimado y la distancia de observación media. Se trata de una medida adimensional que presenta la distancia a la que deben capturarse las fotos para obtener un error igual a 1 (para cualquier unidad). Estudios precedentes han mostrado valores de RPR en torno a 1:1.000 (James y Robson, 2012, Gómez-Gutiérrez et al., 2014b). Los valores calculados se emplearán como umbrales para la discriminación de cambios reales en los modelos resultantes.

3.2. Creación de los modelos 3D y producción de las nubes de puntos.

En este caso, se ha utilizado el programa *Autodesk 123D Catch*, que permite crear foto-escenas 3D. Las fotografías se procesan de manera temporal y automática en el servidor de *Autodesk* que posteriormente devuelve un modelo 3D. Este fichero puede visualizarse con *Autodesk 123D Catch*, y asimismo se puede exportar y guardar como fichero *las (*Lidar Point Cloud*), obteniéndose una nube de puntos 3D (Figura 1).

3.3. El tratamiento de la nube de puntos.

Este proceso incluye las tareas de georreferenciar y escalar las nubes de puntos generadas para cada uno de los modelos 3D. Para ello se utilizó el programa *CloudCompare*. Las nubes de puntos 3D de la zona de Vellosillo (cárcava y talud) se escalaron y trataron en un sistema de referencia local. Para ello, se escaló la nube correspondiente a la primera fecha en base a medidas de distancia entre puntos conocidos. Las nubes del resto de fechas se georeferenciaron respecto a la nube inicial a partir de la identificación de puntos homólogos, mediante una matriz de transformación 3D clásica y rígida.



Fig. 1. Nube de puntos obtenida para el talud de Vellosillo.
Fig.1. Point cloud of the road-scarp in Vellosillo

Este proceso aportó datos sobre la calidad de la escena 3D y, además, se obtuvo el error cuadrático medio o RMSE (Tabla 1). El análisis exploratorio de las escenas y nubes resultó en la identificación de un error sistemático no lineal en el talud de la zona de Vellosillo, detectándose una deformación desde el centro del talud hacia los extremos; por esta razón sólo se trabajó con la parte central del mismo. En el caso de la cárcava de Monroy, el escalado y georreferenciación se llevó a cabo utilizando el mismo procedimiento pero usando puntos de control previamente introducidos para el desarrollo de otros trabajos (n=10) y medidos mediante estación total en un sistema de coordenadas relativo (Gómez-Gutiérrez et al., 2012). En ambos casos se desechó la opción de una georeferenciación absoluta ya que los errores en el registro de los puntos de control se arrastrarían en los cálculos siguientes, introduciendo la incertidumbre del instrumental (p.e. DGPS con errores de varios cm).

3.4. Elaboración y comparación de los MDEs.

A partir de las nubes de puntos se obtuvieron MDEs de alta resolución (Tabla 1) para cada fecha, cuya comparación permitió obtener Modelos Digitales de Diferencias (DoDs). Para la obtención de los MDEs se analizó el espaciado medio de los puntos en la nube y se utilizó un pixel 4 veces superior a éste, tratando

Tabla 1. Datos generales de la foto-reconstrucción en cada área de estudio.
Table 1. General data of the photo-reconstruction procedure in each study area.

Área de estudio	Fechas	Cámara	Nº de fotos	Total nube de puntos	Estimación RPR (m)	RMSE	Píxel MDE (m)
Cárcava Vellosillo	09/02/2013	Canon PowerShop S90 (10 MP)	28	2.013.565	0,03	0,04	0,05
	06/10/2013		126	1.342.942			
Talud Vellosillo	09/02/2013		64	1.003.463	0,01	0,13	0,01
	06/10/2013		49	1.017.267			
Cárcava Monroy	14/03/2013	Canon EOS 550D (18 MP)	72	879.557	0,01	0,02	0,02
	21/03/2013		41	901.318		0,01	
	03/04/2013		40	1.010.650		0.00	

de asegurar la selección de un punto sobre la superficie del suelo en ese píxel (evitando la vegetación u otros elementos). Después, sobre la malla se seleccionó el punto con menor valor de Z y se elaboró un TIN con esos puntos. Finalmente, los archivos TINs fueron convertidos a formato raster (Figura 2). Como paso previo a delimitar las áreas donde se aprecie un cambio en la morfología de las cárcavas y del talud (erosión o sedimentación), es necesario tener en cuenta tanto para cada DoD los errores de la georeferenciación de las nubes de puntos 3D como la RPR de cada modelo. Para ello se aplica en el SIG una función condicional sobre los resultados para descartar aquellos valores de las celdas que no superen el umbral de RMSE y RPR estimado para cada modelo.

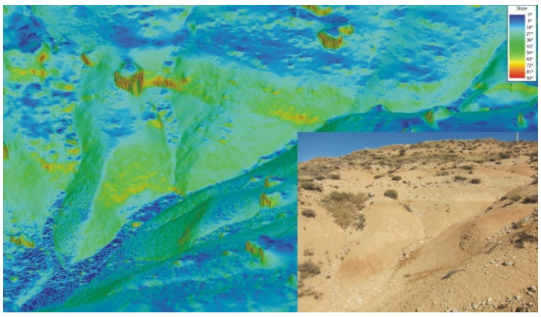


Fig. 2. Modelo digital de pendientes de la cárcava de Vellosillo (6-10-2013) y su comparación con una fotografía tomada en la misma fecha.
Fig.2. Digital slope model of the gully in Vellosillo area, and its comparison with a picture taken in the same date.

4. ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

4.1. Cárcava de Vellosillo (Segovia)

El periodo de análisis de esta cárcava comprende 8 meses (del 9/02 al 6/10 del 2013). Durante este intervalo temporal la mayor parte de los procesos erosivo-sedimentarios parecen encontrase por debajo del umbral RMSE-RPR. Tan solo se detectan algunos procesos de erosión en sector NE de la cárcava. En todo caso, el volumen de material erosionado ascendió a 62215 cm^3 (0,062215 m^3), que sobre una superficie de 347,30 m^2, significan 0,00018 $m^3 \cdot m^{-2}$, que supone para el período analizado (de 0,65 años) 0,00027 $m^3 \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$.

4.2. Talud de Vellosillo (Segovia)

Durante el mismo periodo, el escarpe o talud de la carretera mostró una activa dinámica geomorfológica, como lo confirma un volumen de erosión muy elevado (112,11 m^3) para un área de 211,54 m^2. Estos valores indican una erosión de 0,53 m^3 m^{-2} y un intervalo de 238 días (0,65 años), lo que significa una tasa de erosión de 0,81 m^{-2} a^{-1}. La distribución espacial de la erosión del escarpe muestra que se concentra en la base del mismo, cuando lo esperado sería que predominara la acumulación. Sin embargo, los valores tan elevados de erosión se deben, en este intervalo temporal, además de a la propia naturaleza deleznable de los materiales areno-arcillosos, a las labores de mantenimiento de la carretera, pues tan sólo unas semanas antes de la segunda toma de las fotografías (6/10/2013), el material detrítico acumulado en la base del talud había sido limpiado, lo que explicaría una tasa tan alta de erosión.

4.3. Cárcava de Monroy (Cáceres)

En el breve intervalo de monitorización (del 14/03/2013 al 03/04/2013) se estimó un volumen total de material depositado de 0.114 m^3. Durante la primera semana de estudio se cuantificaron 0.063 m^3 de material depuesto lo que significa una tasa de 2.874 $m^3 a^{-1}$, mientras que durante el segundo período de monitorización (del 21/03/ al 03/04) se estimó una acumulación en la cabecera de 0.051 (1.329 $m^3 a^{-1}$). Las precipitaciones registradas para ambos períodos fueron de 22.6 y 128.3 mm. Por

lo tanto, la agradación fue el proceso dominante en esta cabecera durante el período de seguimiento. Se trata de una zona que recibe la aportación de sedimentos y caudal proveniente de las vertientes y cuya ubicación se relaciona con la existencia de veredas utilizadas por el ganado. La distribución espacial (Figura 3) muestra que la deposición se produjo sin un claro patrón espacial, mientras que la erosión se localizó en las zonas más escarpadas de la cabecera y relacionadas con escalones o irregularidades.

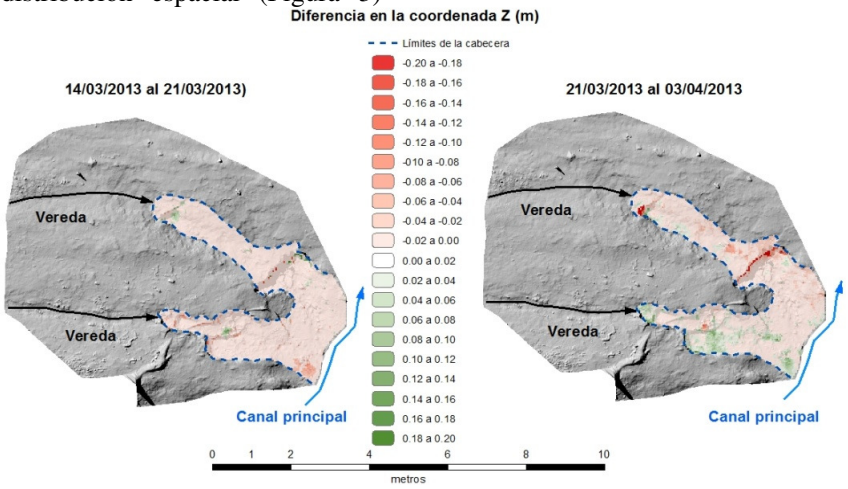


Fig. 3. Cambios registrados en la cabecera de la cárcava en Monroy para los dos períodos de monitorización.
Fig. 3. Changes registered in the gully headcut in Monroy for the two monitoring periods.

5. CONCLUSIONES

La técnica de FR-3D se mostró como una herramienta valiosa para obtener una descripción precisa de la superficie llegando a alcanzar precisiones centimétricas, muy parecidas a las obtenidas con otras técnicas, como el láser escáner terrestre (Westoby et al., 2012). Al mismo tiempo, la superposición de MDEs tomados en diferentes fechas ha permitido la identificación de zonas activas y la cuantificación de los procesos de erosión y deposición. No obstante, tal como ocurre en la cárcava de Vellosillo en el corto periodo de tiempo analizado, los errores obtenidos en la georeferenciación de los MDEs dificulta estimar con precisión las tasas de erosión/sedimentación, ya que el resultado obtenido de la comparación de los DoDs arroja unos valores inferiores al propio umbral de incertidumbre (RMSE = 13cm y RPR).

Agradecimientos
Los autores agradecen los comentarios y sugerencias aportados por un revisor anónimo.

REFERENCIAS

Castillo, C.; Pérez, R.; James, M.R.; Quinton, J.N.; Tanguas, E.V. y Gómez, J.A. 2012. Comparing the accuracy of several field methods for measuring gully erosion. *Soil Science Society of America Journal*, 76, 1319-1332.

Fonstad, M.A., Dietrich, J.T., Courville, B.C., Jensen, J.L., Carbonneau, P.E., 2013. Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 421-430.

Gómez-Gutiérrez; Schnabel, S.; de Sanjosé, J.J. y Lavado-Contador, F, 2012. Exploring the relationship between gully erosion and hydrology in rangelands of SW Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 56 (1); 27-44.

Gómez-Gutiérrez; Schnabel, S.; Berenguer-Sempere, F. y Lavado-Contador, F. 2014. Using novelty 3D photo-reconstruction methods to estimate gully headcut erosion, *Catena*, 120, 91-101.

James, M.R. y Robson, S. 2012. Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: Accuracy and geoscience application. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface,* 117: F03017, doi:10.1029/2011JF002289.

Westoby, M.J.; Brasington, J.; Glasser, N.F.; Hambrey, M.J. y Reynolds, J.M. 2012. Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179: 300–314.

AUTOMATIC DIGITAL PHOTOGRAMMETRY IN GEOMORPHOLOGY: DATA COLLECTION AND QUALITY AT MULTIPLE SPATIAL SCALES

Aplicación de fotogrametría digital automatizada en geomorfología: obtención de datos y análisis de errores a múltiples escalas

D. Vericat [1,2,3], M. Smith[4] and E. Muñoz-Narciso[1]

1 Fluvial Dynamics Research Group (RIUS), Department of Environment and Soil Sciences, University of Lleida, Lleida, Catalunya, España.
2 Forestry and Technology Centre of Catalonia, Solsona, Catalunya, España.
3 Institute of Geography and Earth Sciences, Aberystwyth University,Wales, UK
4 School of Geography, Leeds University, United Kingdom.

Abstract: In this paper we present preliminary results of work which aims to assess the quality of point clouds obtained by means of automatic digital photogrammetry (Structure from Motion) using panoramic and zenithal images of the same location. Point clouds are compared with those obtained by means of Terrestrial Laser Scanning (considered the true ground surface). Data are from an experimental badland located in the Upper River Cinca, where erosional processes are studied at multiple temporal scales in relation to rainfall and surface roughness. Results indicate that new methodological approaches and technologies may reduce substantially the time involved in survey data collection, although specific data acquisition designs are required to ensure data at standards required to achieve project objectives. The ground control network is a key component in these designs, although displacement vectors larger than 5 cm are expected in more than half of the survey observations when are compared to TLS-based point clouds.

Key words: Automatic Digital Photogrammetry, Terrestrial Laser Scanning, topography, UAV
Palabras clave: Fotogrametría digital, fotoreconstrucción 3D, Láser Terrestre, topografía, UAV

1. SURVEYING LANDSCAPES: NEW OPPORTUNITIES

Digital Terrain Models are fundamental to landscape characterization, to support numerical modelling and to monitor topographic changes. Recent methodological advances in topographic surveys, remote sensing and geomatics are providing new opportunities to obtain high density/quality and rapid topographic data (e.g. see Brasington et al., 2012 in case of Terrestrial Laser Scanning -TLS- and James and Robson, 2012, Fonstad et al., 2013, and Javernick et al., 2014 in case of automatic digital photogrammetry).

Although these advances cannot be considered novel anymore (e.g. TLS has being applied for more than a decade), new algorithms and methodologies are opening a new set of opportunities to scientist at an affordable cost. This is the case of the automatic digital photogrammetry or Structure form Motion (hereafter SfM). SfM allows rapid acquisition of high density point clouds from conventional photography; it is a quick and inexpensive approach that opens a series of opportunities for earth science studies.

2. TESTING SfM: OBJECTIVES AND EXPERIMENTAL DESIGN

This paper analyzes the quality of point clouds obtained by means of automatic digital photogrammetry (SfM) using panoramic and zenithal images. Data used in the paper are from an experimental badland located in the Upper River Cinca. The main objectives are: (**O1**) to analyze the errors associated with image post-processing, and (**O2**) to analyze the quality of the point clouds obtained by SfM through comparison with the true ground surface obtained by means of TLS. Based on these objectives, the experimental design involved five components:

(C1) acquisition of high-density and quality point clouds by means of TLS; a total of 13 stations were used to avoid shaded zones (i.e. no-data; Figure 1A and 1B);

means of TLS. The experimental badland (Figure 1B) of almost 1 ha was surveyed on June 2013 by a Leica ScanStation C10. A total of 13 scanner locations was required to avoid shaded zones and maintain point densities

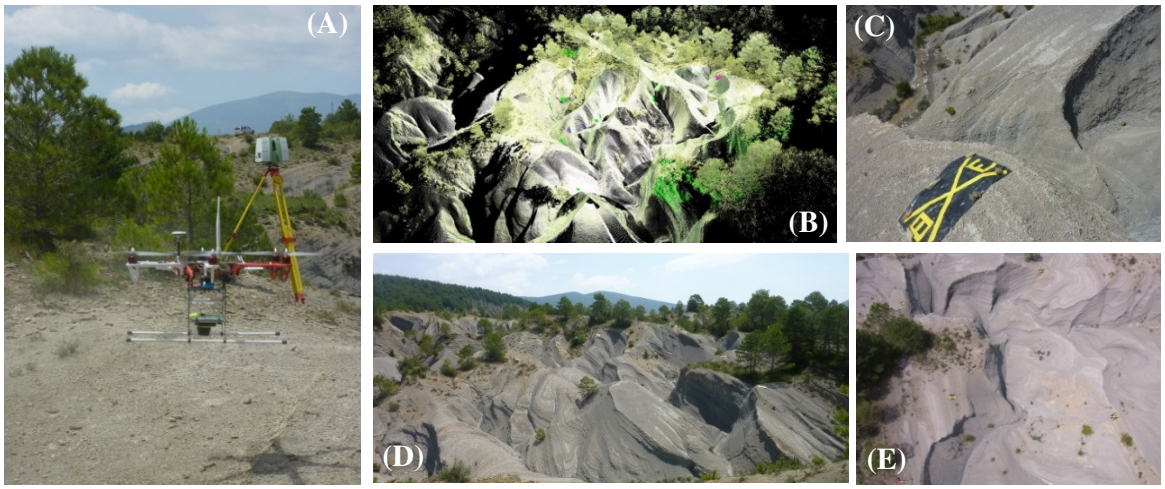


Figure 1. (A) Scanning and acquiring aerials: TLS set up and the UAV (i.e. hexacopter) in operation. (B) Resultant photo-rendered point cloud based on TLS. (C) Oblique pictures showing a Ground Control Point (GCP). Examples of (D) large scale oblique photographs and (E) aerial imagery obtained by means of the hexacopter.

(C2) establishment of ground control points across the study area; a total of 21 GCPs have been acquired along the 1 ha of the experimental area (Figure 1C);
(C3) RTK-GPS surveying of the ground control points; 3d data resolution was always smaller than 2 cm;
(C4) acquisition of panoramic images using a conventional digital camera (30 minutes, Figure 1D);
(C5) acquisition of zenithal imagery (Figure 1E) by means a conventional digital camera installed in an Unmanned Aerial Vehicle (UAV, Figure 1A); two flights were performed acquiring 17 and 52 high-quality images (after cleaning blurred photos; 10 minutes/set plus setting up the UAV).

1. DATA ACQUISITION AND POST-PROCESSING

In this section we present a summary of the data acquisition strategy and the main aspects related their post-processing.

3.1 Obtaining the true ground surface

We have considered the true ground surface to be represented by the point cloud obtained by

across the whole experimental area. A total of 10 HDS targets was used to register all the point clouds to the same coordinate system. HDS targets were surveyed using a reflectorless total station. A primary control network composed of 4 benchmarks was established to register the local coordinates of the total station, and hence HDS targets, to a geographic coordinate system. The quality of this network was of 0.0067 m (after post-processing using RINEX data). The final registered point cloud of the experimental badland was composed by 200 hundred million survey observations. The quality of the registrations was of 0.003 m (3d quality, x-y-z). Point cloud registration was performed by means of the Leica Cyclone software. In order to compare the differences between the ground surface and the point clouds obtained by means of SfM, a section of 35 x 35 m was selected (Figure 2). The reason for simplifying the data set relates to the developmental nature of the work. Even so, the selected area encompasses all terrain complexities observed across the badland (e.g. steep slopes, shrubs and bushes). The point cloud was unified at 0.005 m point spacing. This provided a data set with a total of 252000 survey observations considered to be the true ground surface (i.e. reference surface).

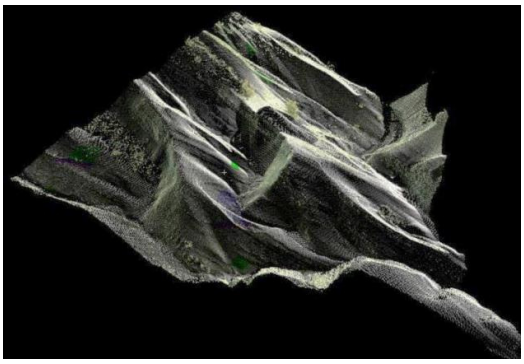


Figure 2. Photo-rendered unified point cloud of the selected area where the analyses were performed. Note the topographic complexity of the area and the presence of vegetation.

3.2 Obtaining zenithal and oblique photography

At the same time that the badland was TLS surveyed, two sets of images were taken. The first set was obtained by walking across the badland edges. A total of 200 oblique pictures were taken using a conventional digital camera Panasonic DMC-TZ65 (10 megapixels). Special attention was paid in making sure ground control points (see section 3.3) could be seen in these (e.g., Figure 1C). This task only took 30 mins. A second set of digital photographs was taken using the UAV (Figure 1A). A built-in intervelometer was used to take pictures every 5 seconds. In this case the camera was a Ricoh CX5 but image resolution was the same as the Panasonic used for the oblique images. The UAV was remotely controlled and was kept an altitude between 100 and 200 meters above the ground level. This altitude range guarantees several ground control points in each photograph. Table 1 shows the characteristics of the two sets of photographs.

Table 1. Characteristics of zenithal and oblique photography.

	Number Photos	Altitude (above ground)	Ground Control Points
Zenithal	68	135	20
Oblique	200	6.5	19

3.3 Ground Control Points for image georeferencing

A total of 21 ground control points was placed across the whole experimental badlands before the photographs were taken. GCPs were made with a 1x1 meter black plastic bag and yellow tape. A cross and a number was attached to the top of the plastic using the tape, as can be seen in figure 1C. The GCPs were RTK-GPS surveyed. Data were post-processed based on the primary topographic network control. The 3d quality of the GCPs ranged between 0.009 and 0.014 m.

3.4 Image post-processing

Photographs were post-processed by means of Agisoft PhotopScan Professional. This software allows (i) alignment of photographs and (ii) the obtainment of point clouds, based on the overlap between pictures. First, photographs were aligned; second, GCPs were located in several pictures; a marker for each GCP was created and added; based on the position of each marker in few photos, Agisoft then provides an estimate of their location in the whole set of pictures. This automatic procedure is then supervised and the precise location of each marker re-defined, if necessary. After this, the geographic coordinates for GCP are imported, data are georeferenced and camera alignments are optimized. The coordinate system is defined as well the quality of the coordinates of the markers. Errors associated with each GCP are estimated once the coordinates are added and alignments optimized. Finally, dense point clouds are obtained.

3.4 Comparing point clouds

SfM-based point clouds were compared with the ground truth surface by means of CloudCompare v2.5.3 (Girardeau-Montaut et al., 2005). The TLS-based point cloud was established as the reference data set. The distance between each observation in the SfM point clouds and the closest observation in the TLS point cloud was computed. This distance represents a vector between paired points taking into account differences in X, Y and Z; differences in Z were considered to be main determinant since survey densities were high. The frequency distribution of these differences was calculated.

2. PRELIMINARY INSIGHTS

Three dense point clouds were obtained from the two type of photographs taken: a first extracted from all zenithal pictures (i.e. zenithal raw), a second one based on selected zenithal pictures (i.e. zenithal selected, with blurred pictures eliminated) and, finally, a third based on the oblique photographs. In the following

sections we present the errors in extracting and georeferencing point clouds, and the comparison between SfM-based point clouds and the ground truth surface.

4.1. Georeferencing errors

A total of 20 GCPs was used to post-process images and to optimize camera alignments (Table 2). Multiple GCPs were observed in each of the zenithal photographs. The number of GCPs in each of the oblique ones was much less and, on some occasions, it was difficult to identify any GCP. The number of photographs used in each case was substantially different; the oblique set was composed of more than twice the zenithal set (Table 1). Results in table 2 show that: (i) cleaning the photographs and leaving best ones (zenithal raw vs selected) did not improve the errors; and (ii) the oblique point cloud had smaller errors than the zenithal point clouds and these could be an order of magnitude less on the elevation (i.e. Z). The latter difference may be attributed to the nature of each set of photographs. Oblique pictures encompass large vertical variability and this may help in obtaining a better georeferencing solution.

Table 2. Total georeferencing errors obtained by means of Structure from Motion.

	Errors (m)		
	X	Y	Z
Zenithal Raw	0.065	0.074	0.101
Zenithal Selected	0.071	0.072	0.113
Oblique	0.053	0.039	0.015

4.2. Point Cloud quality

Median differences between SfM and TLS-based models ranged between 0.05 and 0.12 m, for the oblique and zenithal raw point clouds respectively (Figure 3). The cumulative frequency distributions show that the quality of the oblique point clouds is generally better although this trend changes above percentile 80 where quality is lower in the oblique cloud. These large differences require further analysis to assess the potential effects of vegetation and topographic shade zones. Even so, these preliminary results indicate that these new survey advances may improve substantially the time involved in data collection, keeping acceptable accuracies to study or characterize rapidly evolving landscapes.

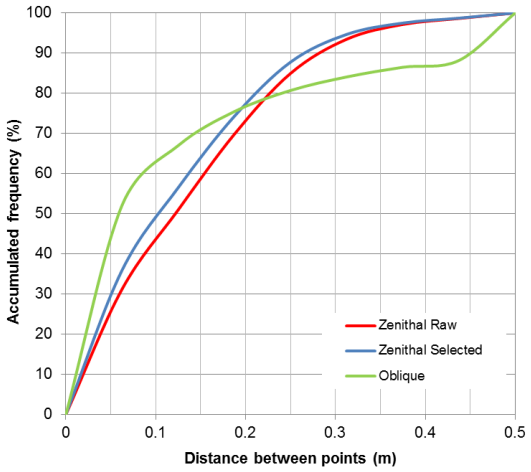


Figure 3. Cumulative frequency distributions: distance between SfM-based point clouds and the ground truth surface (i.e. TLS-based).

REFERENCES

Brasington, J., Vericat, D. and Rychkov I. 2012: Modeling river bed morphology, roughness, and surface sedimentology using high resolution terrestrial laser scanning. Water Resources Research. 48 W11519, 1-18

Fonstad, M.A, Dietrich, J.T., Courville, B.C, Jensen, J.L. and Carboneau, P.E. 2013. Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. Earth Surface Processed and Landforms 38(4): 421-430.

Girardeau-Montaut, D., Roux, M., Marc, R. and Thibault, G. 2005. Change Detection on Points Cloud Data acquired with a Ground Laser Scanner. ISPRS Workshop Laser Scanning, Enschede, the Netherlands, Sept. 12–14, 2005

James M.R and Robson, S. 2012 Straightforward reconstruction of 3D surfaces with a camera: Accurazy and geoscience application: Journal of Geophysical Research: Earth Surfaces 117 (F3), F03017.

Javernick, L., Brasington, J. and Caruso B., 2014. Modelling the topography of shallow braided rivers using Structure-from-Motion photogrammetry. Geomorpholgy 213(15), 166-182.

Acknowledgements: this research is being carried out within the framework of a research project funded by the British Society for Geomorphology and a research grant funded by the Spanish Ministry of Economy and Competiveness (CGL2012-36394). The first author is founded by a Ramon y Cajal Fellowship (RYC-2010-06264) while the third has a contract founded by the project CGL2012-36394. We thank all support provided by the forest commission of the Pueyo de Araguás and by the Ebro Water Authorities. We appreciate all comments and suggestions provided by Chris Gibbins. Finally, we thank all help provided by Torque RC, especially Jordi Escuder who was the one assembled and configured the UAV used in this study.

IV. PROCESOS GRAVITACIONALES

ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DE LOS TALUDES Y CONOS DE DERRUBIOS DE "LA VUELTONA" (PICOS DE EUROPA)

Analysis of the debris talus and cones dynamic in "La Vueltona" (the Picos de Europa)

J.J. de Sanjosé[1], E. Serrano[2], M. López González[3], F. Soler Flores[3]

1 Escuela Politécnica. Avenida de la Universidad. Universidad de Extremadura. 10003 Cáceres.
jjblasco@unex.es
2 Departamento de Geografía. Universidad de Valladolid
3 Departamento Matemática e Informática Aplicadas a la Ingeniería Civil. Universidad Politécnica de Madrid

Abstract: The Picos de Europa high mountain (Cantabrian Mountain) is characterized by the nivo-periglacial environment and the most important processes are nivation, related to the snowcover changes and snow avalanches, karst and periglacial. Debris talus and cones are active landforms widespread in the massif. The aim of this work is to know the participants processes in the debris transfer from the walls and talus (snow avalanches, nivation, debris flow, fall and frost) and to estimate the movement and deformation of debris talus and cones in the calcareous high mountain of Cantabrian Mountain . In "La Vueltona" from 2009 to 2013 have been made annual surveys with the Total Station IS "Imaging Station". This instrument permits to do scanner to more than 1 km distance. The obtained data permit us to know the surface changes and deformations on cones and talus with a positional error of ± 5 cm.

Palabras clave: Conos de derrubios, análisis matemático, técnicas geomáticas, Picos de Europa, Cantabria.
Key words: Debris cones, mathematical analysis, geomatics techniques, Picos de Europa, Cantabria.

1. INTRODUCCIÓN

En las montañas templadas, al igual que en las frías y áridas, los derrubios de ladera son muy frecuentes y generan amplios taludes y conos de derrubios. Considerados como un sistema morfogenético son de los sistemas más rápidos de transferencia de sedimentos y su funcionamiento es poco conocido en medios templados. Sus características morfológicas y sedimentológicas dependen del volumen de material, la litología, la topografía, los procesos geomorfológicos involucrados y de la historia geomorfológica local. Los procesos son muy diversos y variables en intensidad, y pueden ser relacionados con los aludes, el hielo y los flujos de derrubios (Gardner, 1979, 1983; Kotarba et al., 1987; Luckman, 1988; Francou, 1988; Huc, 2008). Actualmente, su génesis se enmarca en ambientes paraglaciares y asociados a reajustes en las laderas que implican tasas de erosión y transporte de sedimentos muy superiores a las habituales en montañas templadas (Ballantyne, 2002).

El objetivo de este trabajo es conocer los cambios espaciales y temporales en los conos de derrubios y los procesos dominantes, tanto en la aportación de materiales como su distribución en superficie.

2. LA ZONA DE ESTUDIO

El relieve de los Picos de Europa se caracteriza por sus componentes morfoestructurales, el modelado kárstico y el glaciar, que con diferentes ritmos y edades, han conformado una alta montaña rocosa (González Trueba, 2007a).
El grupo de Peña Vieja (2614 m) (Fig. 1) está formado por un apilamiento de escamas cabalgantes hacia el sur, compartimentadas por fracturas de dirección NW-SE, que generan una sucesión de rampas dorsales con buzamiento hacia el norte, y frentes de cabalgamiento que generan el escarpe abrupto de más de 400 metros orientado al sur.
El periglaciarismo ha generado taludes y conos de derrubios, los cuales en la actualidad están activos, así como otras formas inactivas

(Serrano y González Trueba, 2004; González Trueba, 2007a).

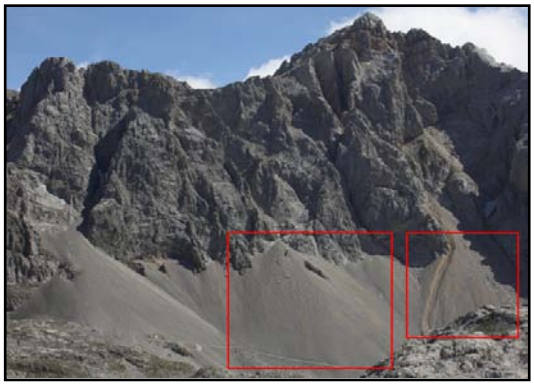


Fig. 1. Grupo de Peña Vieja y conos de la Vueltona.
Fig. 1. Peña Vieja Group and La Vueltona debris cones.

3. METODOLOGÍA

Se han elegido dos conos de derrubios para el control y la cartografía de los cambios superficiales mediante técnicas geomáticas, aplicados anualmente entre los años 2009 y 2013. También se dispone de la cartografía geomorfológica, a escala 1/25.000 (González Trueba, 2007b), y de detalle de los conos y procesos del grupo Peña Vieja (Serrano y González Trueba, 2004).

Las variaciones de volumen en el tiempo y en el espacio se han medido con una estación total "Image Station" (Topcon), mediante escaneado láser con posibilidad de escaneado a una distancia superior a 1 km y un error posicional del punto medido de 2 cm.

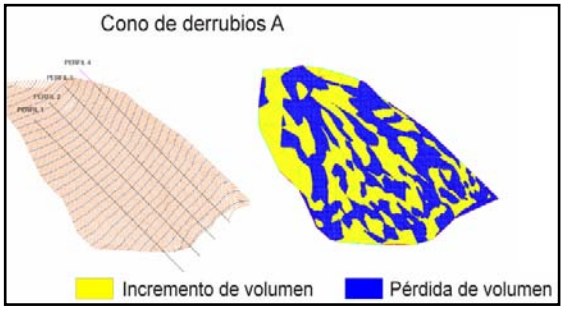


Fig. 2. Perfiles y cartografías de las variaciones espaciales para el periodo 2009-2010.
Fig. 2. Profiles and maps of spatial variations during 2009-2010.

Se utilizan bases de escaneado en la ladera de enfrente de los conos de derrubios, a una distancia de 800 metros al punto más alejado (Fig. 1), generando una malla de 6x6 m para la medición general de los conos, y de 1x1 m para el canal de flujo de derrubios que surca uno de los conos de derrubios.

A partir de la malla de escaneado se genera un TIN, y posteriormente, el MDE y las cartografías de variaciones espaciales, que representan zonas de pérdida o acumulación total (Fig. 2) o para cada año (2009-2010, 2010-2011, 2011-2012 y 2012-2013). Esto, permite comparar los periodos de la dinámica de los conos de derrubios de cinco años.

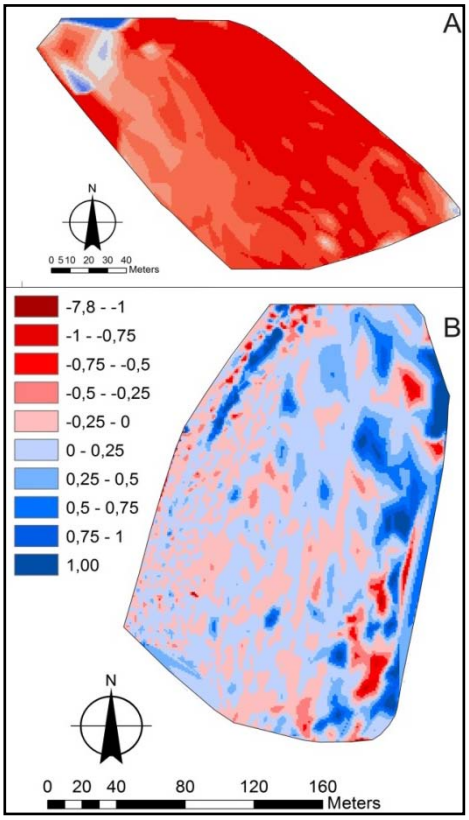


Fig. 3. Distribución del incremento y pérdida total de derrubios (2009-2012), leyenda en cm, en los conos A (arriba) y B (abajo).
Fig. 3. Distribution of total debris increase and lost (2009-2012) in cm, in the A (up) and B (down) cones.

4. RESULTADOS

4.1. Cálculo volumétrico

Los conos de derrubios muestran una amplia variabilidad en la erosión y acumulación superficial para los años analizados (Fig. 3).

Los perfiles del cono A (Fig. 4), registran pérdida de volumen, con equilibrio entre 2009 y 2010 (-80 m^3) y pérdidas en los dos años siguientes (2010-2011: -525 m^3 y 2011-2012: -1100 m^3). La tendencia 2009-2012 es de

adelgazamiento y pérdida de volumen (-1705 m^3).
El cono B presenta mayor variabilidad: un incremento de volumen en 2009-2010 (1233 m^3), pérdida al año siguiente (-202 m^3) e incremento en 2011-2012 (2848 m^3). Por tanto, muestra un incremento de sedimentos (3879 m m^3) en su porción proximal y pérdida en la distal, lo que acentúa el perfil cóncavo-convexo.

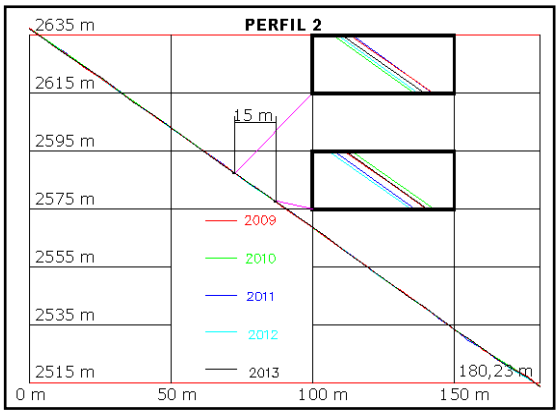


Fig. 4. Variaciones del perfil 2 de la Fig. 2 (2009-2013) en el cono A.
Fig. 4. Variations of the profile 2 in the Fig. 2 (2009 y 2013) in the cone A.

4.2. Análisis de la dinámica

Para estudiar la dinámica de los conos de derrubios se analizan los perfiles buscando la relación entre las distancias de medición y cota. Para ello, se comparan dos ajustes: un comportamiento lineal por su simplicidad y uno trigonométrico, por la tendencia senoidal (Fig. 5) de algunos perfiles en la relación entre la distancia y la diferencia de cota.
- Comportamiento lineal (Fig. 6):

$$(ax + b)$$

- Comportamiento trigonométrico:

$$(a_0 + a_1 \cos(xw) + b_1 \sin(xw))$$

Donde: a_0, a_1, b_1, w son parámetros.
Para comparar el juste de los modelos utilizados se usa el estadístico R^2 o coeficiente de determinación.
En el caso del Cono A, de los resultados se concluye que según su R^2 los perfiles se ajustan bien a un modelo lineal $(R^2 = 0.99984)$ y podemos añadir que, en este caso, con un modelo de tipo trigonométrico obtenemos una precisión algo mayor $(R^2 = 0.99999)$ pero que no proporciona una diferencia estadísticamente significativa pues el valor del R^2 no compensa la complejidad del modelo, superior al lineal.

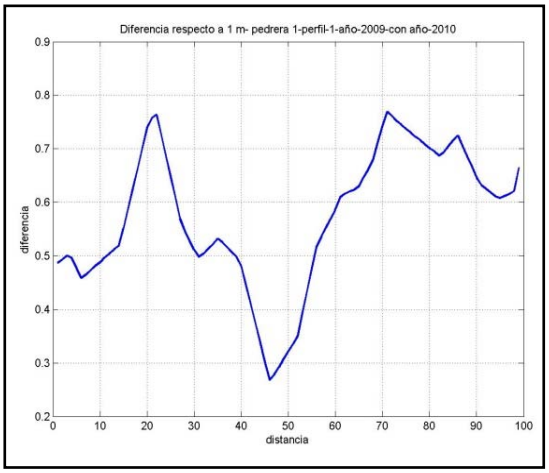


Fig. 5. Comportamiento senoidal.
Fig. 5. Sinusoidal behavior.

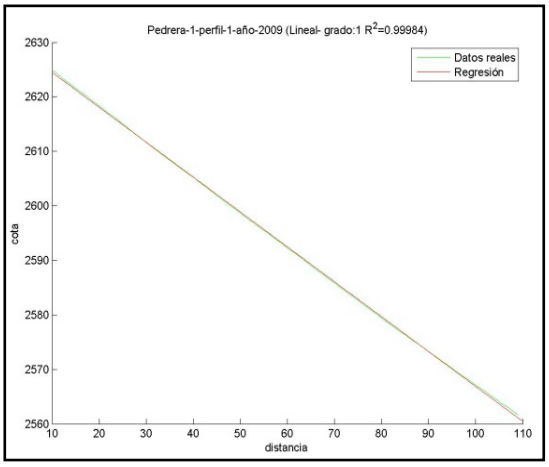


Fig. 6. Ajuste lineal de los datos del cono A.
Fig. 6. Lineal fit of data in cone A.

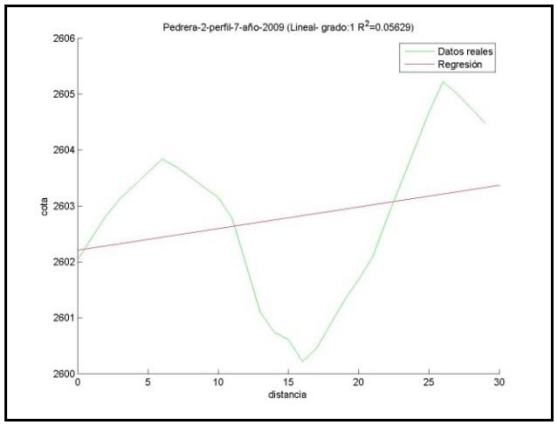


Fig. 7. Ajuste lineal de los datos del cono B.
Fig. 7. Lineal fit of data in cone B.

En el caso del cono B, se observa un comportamiento trigonométrico de los datos en función de la distancia de medición.
En este caso se obtiene un $(R^2 = 0.92138)$ (Fig. 8) frente a un $(R^2 = 0.05629)$ (Fig. 7) en el modelo lineal, lo que determina un comportamiento que se ajusta muy bien a una función trigonométrica.

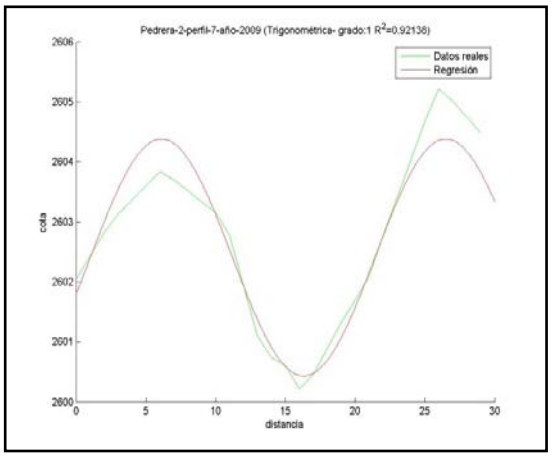


Fig. 8. Ajuste trigonométrico de los datos cono B.
Fig. 8. Trigonometrical fit of data in cone B.

5. CONCLUSIONES

Los conos de taludes analizados muestran una dinámica de cambios que superan los 50 cm anuales. Las porciones proximal y distal son las más cambiantes, si bien el dinamismo afecta a todo el cono. Que las zonas más activas sean la proximal (acumulativa) y la distal (erosiva) señala una tendencia a la convexidad de ambas formas, ligadas a procesos de caída y por aludes.
En el estado actual del análisis se aprecian dos comportamientos diferenciados: un cono de tendencia rectilínea (A), y el otro (B) cóncavo-convexo. Ambos presentan acumulación proximal y adelgazamiento distal.
La diferencia en el comportamiento de cada cono se determina en el análisis matemático. La relación entre la distancia al origen del perfil y la altura de cada punto en el perfil tiene una relación lineal para el cono A, y una relación trigonométrica para el cono B.
A partir del conocimiento detallado de las formas y sus variaciones en el tiempo podremos establecer los procesos involucrados en la dinámica de taludes y conos y su complejidad. De este modo las técnicas aplicadas a su análisis constituyen una herramienta eficaz para el análisis de los sistemas morfogenéticos de la alta montaña.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del proyecto OAPN 053/2010 (MMARM), también ha sido financiado por la Consejería de Economía, Comercio e Innovación de la Junta de Extremadura (RNM014) y con Fondos FEDER. Deseamos agradecer la colaboración en el campo y el gabinete de María González García, Manuel Gómez Lende y Álvaro Gómez Gutiérrez.

REFERENCIAS

Ballantyne, C.K. 2002. Paraglacial geomorphology. Quaternary Science Reviews, 21 (18-19): 1935-2017.

Francou, B.1988. L'Eboulisation en Haute Montagne. Editec. Grenoble.

Gardner, J.S. 1983. Accretion rates on some debris slopes in the Mt. Rae Area, Canadian Rocky Mountains. Earth Surface Processes and Landforms, 8: 347-355.

González Trueba, J.J. 2007a. El paisaje natural del Macizo Central de los Picos de Europa. CIMA, Consejería de Medio Ambiente, Santander. 330 pp.

González Trueba, J.J. 2007b. Geomorfología del Macizo Central del Parque Nacional de Picos de Europa. OAPN-Ministerio de Medio Ambiente, Madrid. 231 pp.

Huc, S. 2008. Mobilité des éboulis supraforestiers des Pyrénées orientales (France): morpho-dynamique et marqueurs biologiques. Géomorphologie, 2: 99-112.

Kotarba, A., Kaszowski, L. y Krzemien, K. 1987. High mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains. Polish Academy of Science, Cracovia.

Luckman B.H.1988. Debris Accumulation Patterns on Talus Slopes in Surprise Valley, Alberta. Géographie physique et Quaternaire, 42 :247-278.

Serrano, E. y González Trueba, J.J. 2004. Morfodinámica periglaciar en el grupo Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa - Cantabria). Cuaternario y Geomorfología, 18 (3-4): 73-88.

EL FONDO DOCUMENTAL FRT DE MOVIMIENTOS DE LADERA EN ESPAÑA DURANTE EL SIGLO XIX Y SU IMPLEMENTACIÓN INFORMÁTICA EN LA BASE DE DATOS DEL IGME

The Spanish 19th Century landslide documentary database, FRT, and its digital implementation into the IGME geo-hazard database

A. Díez-Herrero[1], M. Galisteo[2], A.L. Moreno[3], M.G. Garzón[4], J.C. García López-Davalillo[5] y M. Ferrer[1]

1 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid; andres.diez@igme.es
2 Grado en Geología
3 Licenciado en Geología. Master en Riesgos Geológicos y Gestión Territorial
4 Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid
5 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), C/ Cirilo Amorós 42, 46004 Valencia

Abstract: The "Fernando Rodriguez de la Torre" (FRT) database is a collection of more than 400 files and notes on historical slope movements that have occurred in Spain, mainly during the 19th century. In the last two years it has been enhanced by its conversion into a digital database, spatial-temporal and basic geological analysis, and implementation in a standardized database. This has enabled some basic statistical information to be obtained on known slope movements in this historical period, which although relatively recent, is not generally known on a national scale; and has allowed comparison with other geo-hazard databases, such as historical floods. The database is being organized to comply with the EC Inspire Directive, to allow comparison with similar databases in other European countries, and facilitate geo-referencing.

Palabras clave: movimientos de ladera, base de datos, fondo documental, siglo XIX, España
Key words: landslides, data base, documentary source, 19th Century, Spain

1. INTRODUCCIÓN

El denominado "fondo documental Fernando Rodríguez de la Torre" (en adelante, fondo FRT), constituye una recopilación de noticias y notas sobre movimientos de ladera en España durante el siglo XIX, que este autor (el Dr. Fernando Rodríguez de la Torre; Albacete 1932- Madrid 2013) buscó y recopiló a lo largo de más de 30 años recorriendo archivos, hemerotecas y bibliotecas por todo el país, como un producto derivado de su tesis doctoral sobre sismología histórica (Rodríguez de la Torre, 1990 y 2002). Originalmente se trataba de varios conjuntos de más de 400 fichas manuscritas, fotocopias con anotaciones y referencias bibliográficas dispersas. Constituye una importante fuente de información para los estudiosos de los procesos gravitacionales y además para un periodo del que no existe demasiada información publicada para el ámbito nacional (Ferrer, 2001).

2. LA DIGITALIZACIÓN DEL FONDO DOCUMENTAL FRT Y SU ANÁLISIS

En 2012 se procedió a la informatización del citado fondo, con la simple transcripción en MS Word de las fichas y anotaciones manuscritas. En paralelo se generó un listado con los eventos no duplicados, implementado en MS Excel, con los campos fundamentales (fecha, lugar, tipología de movimiento) para su análisis espacio-temporal y con criterios geológicos.
Un resumen de los resultados obtenidos de su análisis (Moreno Carrero et al., 2013) permite destacar los siguientes aspectos:

• **Distribución temporal**; la mayor parte de los registros corresponden a las décadas 1881-1890 y 1891-1900; el año con mayor número de registros fue 1881 (figura 1); los meses de mayor concentración de eventos son marzo y abril (figura 2).

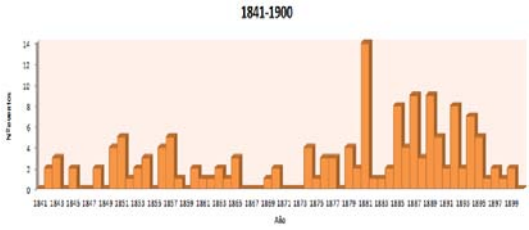


Fig. 1. Distribución temporal del número de eventos registrados en el fondo FRT entre los años 1840 y 1900.
Fig. 1. Temporal distribution of number of events recorded in the FRT database between 1840 and 1900.

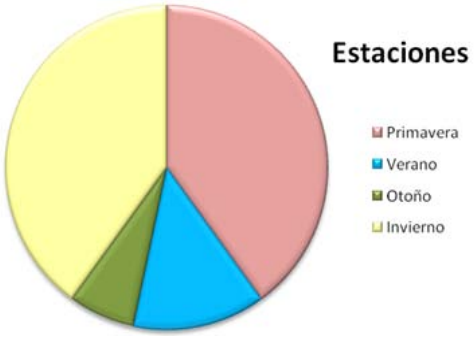


Fig. 2. Distribución estacional de los eventos registrados en el fondo FRT.
Fig. 2. Seasonal distribution of events recorded in the FRT database.

• **Distribución espacial**; la comunidad autónoma con más registros es Andalucía, seguida de Cataluña y Murcia (figura 3). Por provincias destaca Granada, seguida de Lérida y Murcia.

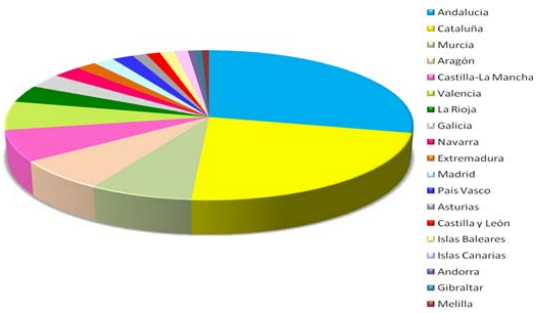


Fig. 3. Distribución espacial por comunidades y ciudades autónomas españolas (más Andorra y Gibraltar) de los eventos registrados en el fondo FRT.
Fig. 3. Spatial distribution by Spanish regions (plus Andorra and Gibraltar) of events recorded in the FRT database.

Llama la atención la ausencia de registros en Cantabria a pesar de ser una comunidad autónoma montañosa de reactivación alpina, litologías poco competentes y que recibe frecuentes frentes atlánticos; lo que puede deberse a un sesgo en la consulta documental por parte de D. Fernando Rodríguez de la Torre.

• **Distribución geológica**; las cadenas alpinas son la unidad geológica (Comba, 1983; Vera, 2004) que concentra el 80% de los movimientos (figura 4), fundamentalmente las Cordilleras Béticas y los Pirineos (figura 5).

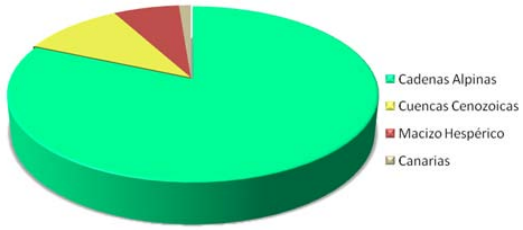


Fig. 4. Distribución geológica por grandes unidades en España de los eventos registrados en el fondo FRT.
Fig. 4. Geological distribution in terms of regional geological units of landslides recorded in the FRT database.

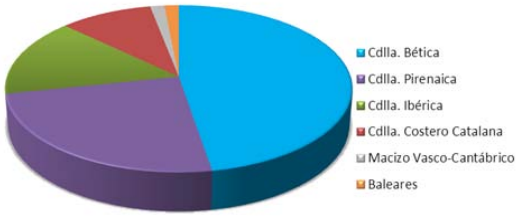


Fig. 5. Distribución geológica por grandes cuencas y cadenas alpinas, de los eventos registrados en el fondo FRT.
Fig. 5. Geological distribution in terms of large alpine basins and chains of landslides recorded in the FRT database.

• **Factores condicionantes**; la mayor parte de los eventos diacrónicos se producen en materiales de edad cuaternaria, con litologías muy variadas (arenas, conglomerados, arcillas, calizas…).

• **Factores desencadenantes**; los principales factores de los movimientos del fondo documental son las precipitaciones por frentes atlánticos invernales-primaverales y los núcleos convectivos estivales (tormentas locales).

También se compararon las fechas y frecuencias de los eventos con los de otras bases de datos de eventos históricos, como las de inundaciones, que suelen estar asociadas

espacio-temporalmente al tener ambos tipos de fenómenos fuerte correlación con eventos de precipitaciones intensas o continuadas en el tiempo. Así se pudo comprobar que existe una correlación moderada entre los eventos de esta base de datos y otras de inundaciones históricas (CTEI y CNIH; Comisión Nacional de Protección Civil, 1983; Dirección General de Protección Civil, 1995); y también limitada con otros eventos como terremotos (BDIGME; Ferrer y García, 2004).

3. IMPLEMENTACIÓN DEL FONDO FRT EN LAS BASES DE DATOS DEL IGME

A lo largo de 2013 se ha procedió a implementar el conjunto de registros en la base de datos de riesgos geológicos (eventos históricos) del IGME, adaptando la información disponible en el fondo documental a los campos de diseño de esta base de datos, soportada en la aplicación MS Access (Ferrer y García, 2004).
Actualmente, en el marco del proyecto MOVES (IGME 2013/2265) se está procediendo a la creación de una nueva base de datos de movimientos del terreno en España.
La base de datos MOVES, pretende adaptarse a los estándares europeos e internacionales (Van Den Eeckhaut y Hervás, 2012) y las especificaciones de datos de la directiva europea INSPIRE (INSPIRE, 2012). Para ello incluirá campos alfanuméricos y cartográficos (*shapes*) para la descripción espacial y temporal del movimiento del terreno (localización, nombre, clasificación tipológica, morfometría, situación respecto a la ladera, fecha del evento principal, reactivaciones, etc.), caracterización del medio en el que se producen (geología, hidrogeología, usos del suelo, orientación de la ladera, etc.) y la evaluación de su estado actual de actividad. También contendrá información sobre las causas intrínsecas, físicas, geomorfológicas y antrópicas que condicionan y desencadenan los movimientos, sobre los signos precursores y sobre los daños que ocasionan (costes, pérdidas, tipo de elementos afectados, grado de daño, número de personas afectadas, etc.). Por último, incluirá registros sobre la existencia y costes de intervenciones realizadas para la mitigación del riesgo, sobre las técnicas y metodologías utilizadas para la obtención de los datos y sobre todo tipo referencias bibliográficas y links a la documentación disponible en los servidores del IGME e internet.
Todos estos tipos de información se han estructurado mediante un modelo de datos en UML, que posibilitará implementarlo en cualquier sistema gestor de bases de datos comercial. Una vez transferidos a MOVES los registros de movimientos del terreno provenientes de la base de datos de riesgos geológicos, el nuevo modelo permitirá, la realización de análisis comparativos con fondos documentales análogos en otros países, y facilitará su georreferenciación, representación cartográfica y por supuesto, su divulgación.

4. TRABAJOS FUTUROS

El IGME, en el marco de su programa editorial para el primer semestre de 2014, tiene programada la edición de un libro en formato digital (CD-ROM ó DVD) con las fichas correspondientes al fondo documental, para poner a disposición de la comunidad científico-técnica la información original y completa.
Además, con la implementación en la base de datos de riesgos del IGME se podrá comparar estos registros con el resto de eventos ya implementados esta base de datos (movimientos de ladera en otros periodos, terremotos, inundaciones…), que concentra su atención especialmente en el siglo XX; y extraer conclusiones sobre diacronismo y reactivaciones de movimientos, así como cambios en el tiempo en los factores condicionantes y desencadenantes, a escala nacional. Por último, tras su importación a la base de datos MOVES se realizarán estudios adicionales para recabar la información complementaria necesaria para que los registros de movimientos contenidos en el fondo FRT cumplan al menos con los requerimientos mínimos de la normativa INSPIRE.

5. CONCLUSIONES

El reciente ´descubrimiento´ del fondo documental de FRT sobre eventos de movimiento de ladera y ‘falsos sismos’ en el siglo XIX en España y su análisis preliminar pretende servir para poner en valor esta base de datos inédita. Ésta comprende periodos históricos poco conocidos (anteriores al año 1900) y tiene ámbito espacial amplio (todo el

territorio nacional). En España, la información relativa a los deslizamientos, hundimientos o desprendimientos históricos anteriores a 1900 es pobre y escasa. Por ello, al centrarse en movimientos de ladera y el siglo XIX, este fondo documental es único y de un valor excepcional. De ahí que su implementación en una base de datos estandarizada vaya a permitir su utilización por la comunidad científico-técnica internacional.

Agradecimientos

Estos estudios están financiados por el Instituto Geológico y Minero de España a través del proyecto MOVES (IGME 2013/2265) y por el MCI CGL2011-238579.

Los autores agradecen la colaboración de: Juan Vázquez, por haber puesto en contacto al Sr. Rodríguez de la Torre con los autores y auspiciar la puesta en valor de este fondo; a Rosa María Mateos (IGME) y Meaza Tsige (UCM), por las facilidades para su presentación preliminar en el VIII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas inestables (Palma de Mallorca, 2013); y a la viuda y familia de D. Fernando, por facilitarnos el seguir trabajando con su legado.

Sirva este modesto trabajo como homenaje a la memoria y trabajo del Dr. Rodríguez de la Torre y a su amigo el Dr. Ingeniero Francisco Ayala Carcedo en el 10º aniversario de su muerte.

REFERENCIAS

Comba, J.A. (Coord.) 1983. Geología de España (Libro Jubilar J.M. Ríos), I.T.G.E., Madrid, 2 vol., 656+752 pp.

Comisión Nacional de Protección Civil 1983. Comisión Técnica de Emergencia por Inundaciones (CTEI).

Dirección General de Protección Civil 1995 (actualización DGPCE, 2011). Catálogo Nacional de Inundaciones Históricas (CNIH).

Ferrer, M. 2001. Historical Documentation of Landslides in Spain. MEFISST UE Project. Instituto Tecnológico Geominero de España, Área de Ingeniería Geoambiental, Madrid, 8 pp. (inédito).

Ferrer, M. y García López-Davalillo, J.C. 2004. Análisis del Impacto de los Riesgos Geológicos en España (BDIGME). Movimientos de ladera históricos.

INSPIRE 2012. D2.8.III.12 Data Specification on Natural Risk Zones-Draft Guidelines. INSPIRE Thematic Working Group Natural Risk Zones, 175 pp.

Moreno Carrero, A.L., Garzón Heydt, G., Díez Herrero, A. 2013. Análisis e interpretación geológica del fondo documental FRT sobre eventos de movimientos de ladera en España en el siglo XIX. En: Alonso, E., Corominas, J. Hürlimann, M. (Eds.): VIII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, Centre Internacional de Metodes Numerics en Enginyeria (CIMNE), Barcelona. Palma de Mallorca, volumen I, 231-242.

Rodríguez de la Torre, F. 1990. Sismología y Sismicidad en la península ibérica durante el siglo XIX. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona. Facultat de Geografía i Historia, V volúmenes, Barcelona, 2615 pp. (inédito).

Rodríguez de la Torre, F. 2002. Capítulo 10. Metodología de la investigación histórica de desastres naturales. En: Ayala-Carcedo, F. J. y Olcina Cantos, J. (Eds.): Riesgos Naturales, Ed. Ariel, 211-242.

Van Den Eeckhaut, M. y Hervás, J., 2012. Landslide inventories in Europe and policy recommendations for their interoperability and harmonisation - A JRC contribution to the EU-FP7 SafeLand project. JRC Report EU 25666 EN, Publications Office of the European Union, Luxembourg. 202 pp.

Vera, J. A. (Coord.) 2004. Geología de España. Ed. Pral. Madrid: Sociedad Geológica de España; Instituto Geológico y Minero de España. 885 pp.

LA UTILIZACIÓN DE TÉCNICAS DE TELEDETECCIÓN CON IMÁGENES DE ALTA RESOLUCIÓN PARA LA CARACTERIZACIÓN DE DESPRENDIMIENTOS EN EL ÁREA INESTABLE DE AJANEDO (CANTABRIA).

Using Remote Sensing Techniques with high resolution images for the characterization of rockfall in the Unstable Area of Ajanedo (Cantabria).

G. Fernández-Maroto[1], M. Doughty[1], A. González-Díez[2], P. Martínez- Cedrún[3] y J.R. Díaz de Terán[4]

[1] Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada Universidad de Cantabria. Avd. de Los Castros s/n 39005, Santander (Cantabria). gema.fernandez@unican.es
[2] Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada Universidad de Cantabria.
[3] Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada Universidad de Cantabria.
[4] Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada Universidad de Cantabria.

Abstract: Determining the location in where rocky massif breaks and generates rockfalls and rocks avalanches has a special interest in slope instability studies or in hazards analysis. These places are located in the intersection of different structural lineations such as stratification, fractures or the combination of both; often in inaccessible places and steep reliefs. The application, in a combined way of remote sensing techniques with high resolution images and geomorphological tools allow us identifying structural lineations in these contexts. This methodological approach has been applied in the unstable area Ajanedo, Miera Valley (Cantabria). The area is characterized by the existence of a carbonate massif densely fissured by two tectonic accidents; inaccessible and steep slopes and many active rockfalls and rock avalanches. Results show spatial correlation between lineaments, main fracture sets and rupture areas in the slope processes.

Palabras clave: teledetección, caídas de roca, avalanchas, lineaciones, Cantabria.
Key words: remote sensing, rockfalls, rock avalanche, lineations, Cantabria.

1. INTRODUCCIÓN

Uno de los aspectos que resulta de mayor interés en el estudio de los procesos de ladera, es la determinación del lugar dónde se va a iniciar la rotura, ya sea en masas de roca o de derrubios. Dicho lugar tiene interés en el estudio de la estabilidad de estos procesos, así como en el desarrollo de mapas de riesgo, especialmente si se trata de caídas de roca en laderas de alta montaña.

Los factores que controlan la rotura pueden depender de la geología o de la geomorfología de la zona afectada (González-Díez et al., 2000), aunque muestran una mayor dependencia de las condiciones estructurales de los materiales inestables (rocas o derrubios), como son la combinación de familias de fracturas, estratificación, lineamientos, persistencia de las discontinuidades, distancia entre familias de discontinuidades, la apertura, rugosidad y rellenos de las discontinuidades, espesor de la masa de rocas y/o derrubios. Asimismo, la naturaleza del área fuente también está relacionada con esas características controlando la meteorización de la matriz rocosa o de los derrubios, la resistencia del material, el ángulo de rozamiento interno, la cohesión y la presencia de agua (González de Vallejo et al., 2002; Ferrer y González de Vallejo 2007).

Por tanto, la identificación de estas lineaciones constituye un factor relevante a tener en cuenta. Sin embargo, esta caracterización conlleva la dificultad de tomar datos en áreas escarpadas de difícil acceso. El empleo combinado de diferentes técnicas geomorfológicas, así como de teledetección (Hong 2007), puede ayudar a solventar dicha dificultad. La teledetección es una técnica mediante la cual se pueden determinar lineamientos en el terreno generados

por la red de fracturas existente, a distancia (Ayday y Gümüşloüğlü, 2008). Mediante el tratamiento numérico de la información, es posible obtener un mapa de lineamientos (González-Díez et al, 2012) que se puede correlacionar con la red de fracturación y así determinar el estado del macizo rocoso como precursor de caídas, además de delimitar espacialmente la situación de futuras zonas de rotura. Para probar dicha hipótesis se ha elegido una zona de estudio cuyas características estructurales y geomorfológicas permiten afrontar este análisis.

1.1. Área de estudio

Desde el punto de vista estructural, la zona de estudio se encuentra situada entre dos accidentes tectónicos destacados de Cantabria. Se ha elegido una porción de esta zona entre las localidades de Merilla y Ajanedo (valle del río Miera Fig. 1).



Fig.1. Localización geográfica de la zona de estudio.
Fig.1. Geographical location of the study area.

Los principales accidentes estructurales son la terminación oriental de la falla "Frente Cabalgante de El Escudo de Cabuérniga", (unidad tectónica de orientación E-O), y la Falla de Selaya–Arredondo (fractura con una orientación WSW-ENE). La combinación de estas lineaciones de fractura origina que los materiales del sustrato estén muy mecanizados. Además, estas fallas presentan en la actualidad un comportamiento latente (González et al., 1992; González- Díez et al., 2009), dado que liberan altas dosis de radón 222 y están ligadas a epicentros de sismos originados en los últimos 50 años.

La litología y geomorfología de la zona está descrita en trabajos previos (Fernández-Maroto et al., 2012, González-Díez et al. 2009 y Cardenal et al. 2009) destacando la presencia de bancos de materiales carbonatados (Fig.2) de dirección E-O y un buzamiento 30º N.

En muchas de las laderas aparecen numerosos cuerpos de depósitos de caídas de rocas asociados a diferentes estadios de activación estrechamente relacionados con un socavamiento basal de la ladera realizado por el río Miera.

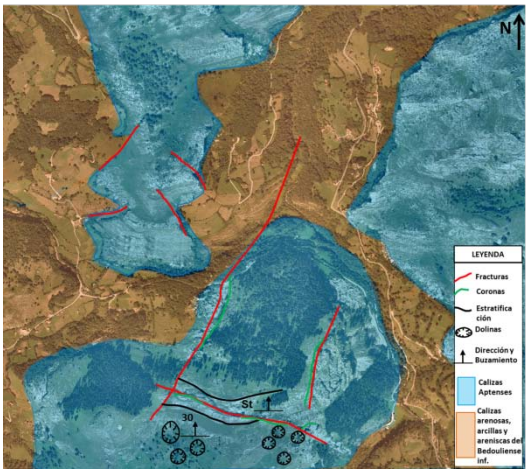


Fig.2. Geología de la zona
Fig.2. Geology of the area

Así, en esta zona se han identificado: un gran deslizamiento complejo, una zona de avalancha de rocas y 10 áreas con desprendimientos, de las cuales 6 se presentan como zonas activas y 4 como inactivas (Fernández-Maroto et al. 2012)(Fig.3)

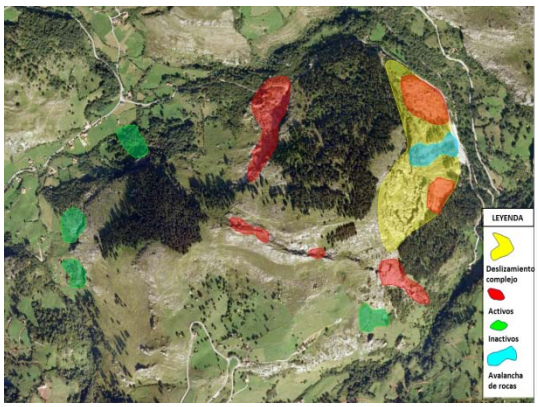


Fig.3: En el área inestable de Ajanedo se han identificado doce movimientos que se corresponden con diferentes tipologías.
Fig.3 In the unstable area of Ajanedo, twelve movements have been identified that correspond with different types.

2. METODOLOGÍA

Desde un punto de vista metodológico se llevó a cabo un tratamiento de imágenes de satélite (RapidEye) con técnicas de teledetección. Las imágenes de RapidEye utilizadas fueron adquiridas con cargo a los proyectos REN2002-00079 y CGL2006-05903, del Plan Nacional I+D+i. Las imágenes utilizadas corresponden al año 2009, tienen una resolución espacial de 5 m x 5 m, y una resolución espectral que va desde el visible hasta el infrarrojo cercano en 5 bandas que corresponden con azul (B1: 440-510 nm), verde (B2: 520-590 nm), rojo (B3: 630-685 nm), límite del rojo (B4: 690-730 nm) e infrarrojo cercano (B5: 760-850 nm). Posteriormente, dichas imágenes fueron tratadas en el entorno de ERDAS 9.0. El tratamiento metodológico empleado se ha basado en González Díez et al.(2012 y 2013). En síntesis consiste en identificar todas las lineaciones posibles, vectorizarlas e introducirlas en un Sistema de Información Geográfica (SIG), ArcGis10, con el fin de facilitar el análisis de correlaciones entre fracturas y procesos de ladera. Por otro lado, los vectores se compararon con los trazos rectilíneos de infraestructuras (carreteras, pistas forestales, linderos, tendidos eléctricos, etc.).

La correlación entre las lineaciones obtenidas y las reales medidas en el campo se realizó a través de una cartografía de lineaciones de fracturas mediante la cual se identificaron las principales familias de anisotropías presentes en las imágenes, incluyendo la estratificación. Estas lineaciones se obtuvieron de trabajos realizados anteriormente (González Díez et al., 2009; Cardenal et al., 2009; Fernández Maroto et al., 2012). Además en ellas se midieron las relaciones espaciales de las diferentes familias identificadas, su continuidad, rugosidad de los planos, resistencia a la compresión simple, espaciado, etc. Obteniéndose, la naturaleza de cada una de las zonas anteriormente seleccionadas, mediante un índice que mide la calidad del macizo rocoso. En este caso se utilizó el índice RMR de Bieniawski (1989), aplicando la metodología propuesta por Ferrer y González de Vallejo (2007).

El tratamiento de teledetección implicó una corrección atmosférica o normalización de las imágenes, una corrección geométrica, para eliminar errores de georeferencia con el fin de que las imágenes se ajusten correctamente al soporte cartográfico usado. Y posteriormente técnicas de realce de imagen incluyendo filtros espaciales y espectrales.

El soporte cartográfico utilizado para representar la información es una ortoimagen generada en 2005 a partir de fotografías aéreas del año 2003, tomadas a escala 1/5.000 en infrarrojo color, obtenidas en el marco de proyectos del Plan Nacional de I+D (FODISPIL, REN2002-00079; MAPMUT, CGL2006-05903).

Las zonas potenciales de génesis de caídas de rocas fueron posteriormente analizadas mediante diagramas estereoscópicos elaborados en trabajos anteriores.

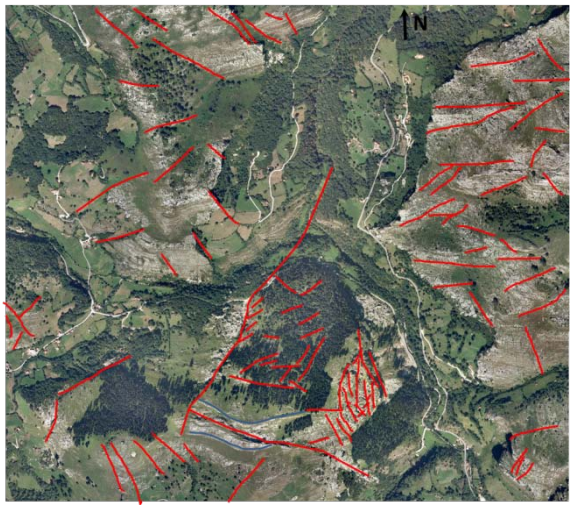


Fig.4. Lineaciones en la zona de Ajanedo, parte de ellas son coincidentes con las direcciones de las dos estructuras tectónicas principales: Falla Cabalgante del Escudo de Cabuérniga y Falla Selaya-Arredondo.
Fig.4. Lineations in the Ajanedo, some of which coincide with the directions of the two major tectonic structures

3. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Se han identificado numerosos lineamientos en las imágenes. Un total de 106 lineaciones, después de descartar los falsos lineamientos, son identificables gracias a la imágenes. Los resultados en relación con la identificación de lineamientos y su correlación con fracturas son muy positivos.

Un 21% del total es coherente con la dirección de fractura "Frente Cabalgante de El Escudo de Cabuérniga", presentado un predominio de la dirección E-O; por otro lado un 34% es coherente con la Falla de Selaya – Arredondo (fractura con una orientación WSW-ENE). Además existen otras direcciones importantes con direcciones casi perpendiculares a la Falla Cabalgante del Escudo de Cabuérniga.

La cartografía geológica apoyada en la fotogrametría permitió identificar 6 zonas actualmente activas en las que los desprendimientos son abundantes y 4 zonas con rasgos claros de inactividad como existencia de vegetación y liquenización. Además, las técnicas de campo relacionadas con el estudio detallado de las zonas inestable, permite reconocer áreas con calidades RMR bajas relacionadas con las principales lineaciones identificadas.

Los primeros resultados de este trabajo arrojan como conclusión que existe un control de la fracturación en relación con las 12 áreas de movimientos en masa (desprendimientos, caídas de rocas, avalancha y deslizamiento complejo) cartografiadas en las partes medias altas de la ladera.

REFERENCIAS

Ayday, C. and Gümüşloüğlü, E. 2008. Detection and interpretation of geological linear features on the satellite images by using gradient filtering and principal component analysis. The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Vol. XXXVII, Part B8, 1207-1210.

Bieniawski, Z.E. 1989. Engineering classifications. John Wiley and sons, Inc.

Cardenal, J., Mata, E., Pérez-Garcia, JL., Hernandez, M.A., López-Arenas, A., Delgado, J., González, A., Díaz-De-Terán, J.R., Fernández, G., Doughty M. 2009. Integration of a terrestrial laser scanner and photogrammetric techniques for monitoring of rock avalanches. In: D. Kennedy (Ed.) Ancient landscapes-Modern Prespectives. Conference Abstracts. 7th International Conference on Geomorphology (ANZIAG), Australian and New Zealand Geomrphology Group. Melbourne ISBN 1 877040746.

Ferrer, M., González de Vallejo, L. 2007. Manual de campo para la descripción y caracterización de los macizos rocosos en afloramientos. IGME, Madrid. 83p.

Fernández-Maroto, G., González-Díez, A., Doughty, M., Remondo, J., Martínez-Cedrún, P., Díaz de Terán, J.R., Bruschi, V., Bonachea, J. 2012. Rock mass influence in the occurrence of future rock falls in the Merilla-Ajanedo area. Cantabria. En A. González-Díez (Coord). Avances de la Geomorfología en España 2010-2012. Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología. Santander ISBN978-84-86116-54-5.

González-Díez, A., Díaz de Terán, J.R., Cendrero, A. 1992. A two-step method of geomorphological mapping for the classification of slope movements and for the assessment of their contribution to erosion and landscape evolution. En M. Hermelin (Ed.): Memorias del II Simposio Latinoamericano de riesgo geológico urbano II Conferencia Colombiana de Geología Ambiental, AGID-Univ. EAFIT, Medellin, Colombia 1, 161-170.

González-Díez, A., Soto, J., Gómez-Arozamena, J., Bonachea, J., Martínez-Díaz, JJ., Cuesta, J.A., Olague, I., Remondo, J., Fernández-Maroto, G., Díaz de Terán, J.R.. 2009. Identification of latent faults using a radon test. Geomorphology110:11–19.

González-Díez, A., Fernández, G., Díaz-De-Terán, JR., Doughty, M., Cardenal, J., Mata, E., Pérez-Garcia, JL., Delgado, J., Otero, C. y Manchado, C. 2009. A methological approach for the analysis of the landslide changes using LIDAR and APP. In: D. Kennedy (Ed.) Ancient landscapes-Modern Prespectives. Conference Abstracts. 7th International Conference on Geomorphology (ANZIAG), Australian and New Zealand Geomrphology Group. Melbourne ISBN 1 877040746.

González-Díez, A., Fernández-Maroto, G., Doughty, M., Remondo, J., Martínez-Cedrún, P., Díaz de Terán, JR., Bruschi, V. and Bonachea, J. 2012. La influencia de las tubificaciones en la génesis de deslizamientos originados por lluvias intensas. In: A. González-Díez (Coordinador). Avances de la Geomorfología en España 2010-2012. Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología.Santander ISBN 978-84-86116-54-5.

González-Díez, A., Fernandez-Maroto, G., Doughty M.W., Díaz de Terán, J.R., Remondo, J., Cardenal, J. 2013. The apply of digital photogrammetric techniques in the generation of landslide inventories of high temporal frequency for Villafufre area (Cantabria, Spain). Prodeeding of the 8th International Conference on Geomorphology. Paris

González de Vallejo, L., Ferrer, M., Ortuño, L. y Oteo, C., 2002. Ingeniería geológica. Prentice Hall. Madrid, 715 p.

Hong, Y., Adler, R., Huffman, G. 2007. Use of satellite remote sensing data in the mapping of global landslide susceptibility. Natural Hazards. 43:245–256.

EXPOSICIÓN A LOS DESPRENDIMIENTOS DE ROCAS

Exposure to rockfalls

S. Fontquerni[1], J.M. Vilaplana[1], M. Guinau[1] y M.J. Royán[1]

1 Grupo RISKNAT. GEOMODELS. Departament de Geodinàmica i Geofísica
Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona, Martí Franquès s/n. 08028 Barcelona.

Abstract: Rapid urban development and space limitation have conditioned constructions in areas which are potentially vulnerable to geological hazards.In this context it is necessary to assess the degree of exposure of man-made elements in order to progress in the quantification of risk. The main objective of this project is to assess the degree of rockfall exposure. A methodological approach is carried out to assess the exposure, considering it as a product of frequency multiplied by an exposure function of the vulnerable element. This general objective includes the following specific goals. First of all it is necessary to identify, list and classify by type the various vulnerable elements (permanent/ temporary, structural/cultural /human/ etc). Then, an analysis has to be made of the exposure factor. Finally, to display the results on the field, the degree of exposure of vulnerable elements must to be mapped.

Palabras clave: desprendimientos, riesgo geológico, exposición, frecuencia de ocurrencia, SIG.
Key words: rockfalls, geological risk, exposure, frequency of ocurrence, GIS.

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVO

Los desprendimientos rocosos son uno de los fenómenos más comunes en escarpes montañosos (Copons y Vilaplana, 2008). Es un fenómeno de gran frecuencia y se considera el movimiento de ladera de mayor velocidad (Varnes, 1978) llegando a energías de impacto muy elevadas (Agliardi y Crosta, 2003 y Agliardi *et al.* 2009). Copons (2007) define los desprendimientos como toda masa rocosa que se separa de una ladera rocosa y que se fragmenta en cuerpos rocosos más pequeños que se propagan ladera abajo mediante una caída libre y/o rebotando y/o rodando.

Según Vilaplana y Payàs (2008) la peligrosidad natural es la probabilidad de que pueda ocurrir un peligro natural de determinada magnitud en un lugar concreto y en un período de tiempo determinado, y el riesgo natural es la probabilidad de daños debidos a un fenómeno natural en un lugar concreto y en un período de tiempo determinado.

Existe un gran número de estudios de caída de bloques (Stoffel *et al*. 2005; Frattini *et al*. 2008;) pero pocos son los autores que abordan el estudio de la exposición y la vulnerabilidad a este fenómeno (Ferlisi *et al*. 2012). En algunos casos se evalúa el riesgo asignando valores de exposición y vulnerabilidad (Corominas *et al.* 2005), en otros se focaliza en la vulnerabilidad estructural (Marouli y Corominas, 2010). Sin embargo, algunos autores abordan la definición y la cuantificación de la exposición, como es el caso de (Peduzzi *et al.* 2002), que define el término exposición física como la combinación de la frecuencia de un peligro y la población expuesta. Otros autores como Bell and Galde (2004), agrupan vulnerabilidad y exposición y lo definen como elementos del riesgo. En el informe de evaluación global sobre la reducción del riesgo de desastres de la UNISDR – ONU (2009) se estima que el gran aumento del riesgo de desastres se debe, sobre todo, al rápido incremento de la exposición.

En este artículo se presenta una propuesta metodológica para evaluar el grado de exposición a los desprendimientos rocosos.

2. RESULTADOS: METODOLOGÍA DESARROLLADA

El riesgo se puede estimar como el producto de la peligrosidad por la exposición y por la vulnerabilidad en un determinado período de tiempo. Para los desprendimientos de roca,

Varnes (1978) ya propuso la siguiente ecuación:

$$R = H \times E \times (V \times C) \quad (1)$$

Dónde:
H: peligrosidad o probabilidad potencial de una caída de roca de magnitud determinada.
E: exposición de un elemento o un grupo de elementos en riesgo a la caída de rocas.
V: vulnerabilidad de los elementos expuestos.
C: valor de los elementos expuestos.

La peligrosidad del fenómeno se define a partir de la frecuencia de ocurrencia y de su intensidad o magnitud (energía). Para el diseño de la metodología se ha asumido que la vulnerabilidad (capacidad de ser dañado) va directamente ligada a la energía del fenómeno y que la exposición de los elementos vulnerables tiene relación directa con la frecuencia de ocurrencia (posibilidad de encuentro entre el fenómeno y el elemento).

Se propone una metodología para evaluar el grado de exposición en base al producto de la frecuencia de ocurrencia del fenómeno por una función de exposición del elemento vulnerable.

$$E = F \times f(e_v) \quad (2)$$

Dónde:
E: Exposición para una tipología de elemento vulnerable.
F: Frecuencia de ocurrencia de un fenómeno potencialmente peligroso.
$f(e_v)$: Función de exposición, específica para cada tipología de elemento vulnerable.

La metodología que se propone para la cuantificación de la exposición a escala 1:25000 tiene en cuenta la distribución espacial de la frecuencia de ocurrencia del fenómeno y las características propias del elemento vulnerable, dando el mismo peso a los dos términos. Así, la propuesta realizada se asemeja conceptualmente a la de Peduzzi *et al.* 2002, que define el término exposición física como la combinación de la frecuencia de un peligro y la población expuesta.

El cálculo del grado de exposición se basa en un flujo metodológico (ver figura 1) que consta de seis fases:

- Identificación del elemento potencialmente afectado que se quiere estudiar.
- Zonificación de la frecuencia de ocurrencia del fenómeno en la zona de estudio.
- Diseño de la función de exposición específica para el elemento en estudio.
- Obtención del índice de exposición que es el producto de la frecuencia de ocurrencia del fenómeno por la función de exposición del elemento vulnerable mediante análisis SIG con el programa ArcGis de ESRI.
- Obtención del grado de exposición agrupando en categorías los valores numéricos del índice de exposición.
- Realización del mapa de zonificación de la exposición.

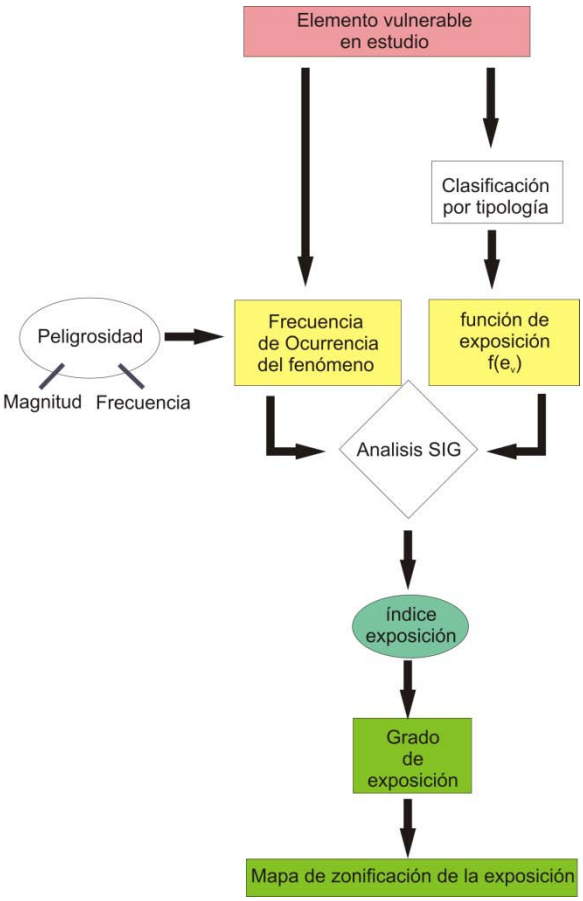


Fig. 1. Flujo metodológico para el análisis del grado de exposición de un elemento vulnerable.
Flow diagram for gauging the degree of exposure of the vulnerable elements

Una vez identificados los elementos vulnerables existentes en la zona de estudio se clasifican teniendo en cuenta su morfología espacial y su presencia temporal. A partir de esta primera clasificación se identifican las particularidades de los elementos vulnerables y se reagrupan aquellos que comparten características similares.

La frecuencia de ocurrencia de un fenómeno peligroso en este trabajo se expresa cartográficamente mediante mapas de zonificación de frecuencia, de manera que se

delimitan zonas geográficas y se clasifican en clases.

La función de exposición de un elemento vulnerable **f(ev)** tiene en cuenta las características del elemento en estudio que afectan a la exposición y es única para cada tipología de elemento. En la figura 2 se exponen las f(e_v) que se han elaborado para el cálculo del índice de exposición a escala 1:25.000.

El **Ie** es un valor numérico resultado de multiplicar la frecuencia de ocurrencia del fenómeno con la **f(ev)** elemento vulnerable que se está considerando.

$$Ie = F \times f(e_v) \quad (3)$$

Dónde:

IE: índice de exposición para una tipología de elemento vulnerable.

F: Frecuencia de ocurrencia de un fenómeno.

f(ev): función de exposición para una tipología dada de elemento vulnerable.

Este valor se obtiene mediante el análisis con sistemas de información geográfica (SIG) asignando a cada categoría de frecuencia un valor numérico y el valor de la función de exposición del elemento.

Para poder representar cartográficamente (zonificar) el factor exposición se define el grado de exposición.

Este se obtiene clasificando en 4 categorías los valores de Ie, (Bajo, Medio, Alto y Muy Alto).

Cada categoría corresponde a un intervalo de magnitud del Ie, así, el orden de magnitud menor de índice equivale al grado de exposición bajo, y aumenta de grado por cada orden de magnitud. Una vez definidos los límites de los grados de exposición se clasifican los polígonos obtenidos del análisis SIG en estas clases.

Los resultados obtenidos de aplicar la metodología a la zona de estudio tienen consitencia y se ha aceptado como adecuada esta asignación entre los valores de Ie y los grados de exposición.

El índice de exposición es numérico pero el grado de exposición obtenido de aplicar la metodología desarrollada se tiene que considerar cualitativo y relativo.

3. APLICACIÓN METODOLOGÍA AL PARQUE NATURAL DE LA MONTAÑA DE MONTSERRAT

Para la aplicación de la metodología a la zona de estudio se han considerado tres escenarios:

A (31-enero-2011), B (27-julio-2011) y C (12-octubre-2012) representan un día-tipo de mínimos, habitual y de máximos respectivamente en relación a la circulación de vehículos.

El escenario A suele darse entre semana durante la temporada baja turística, el B en fines de

ELEMENTO VULNERABLE CONSIDERADO	FUNCIÓN DE EXPOSICIÓN f (e_v)	
Vehículos en movimiento:	$f(e_v)v = \frac{(IMD/24)}{V_L}$	IMD: intensidad media diaria [veh/d]. V_L: velocidad de la vía [km/h].
Personas en vehículos	$f(e_v)pv = \sum_{i=a}^{pz} \frac{(IMD/24)}{V_L} \times Ov$	IMD: Intensidad media diaria [veh/d]. V_L: velocidad de la vía [km/h]. Ov: Ocupación media del vehículo [pers/veh].
Personas en caminos	$f(e_v)pc = \frac{(U/24)}{V_a}$	U: número de personas usuarias de un camino [pers/d]. V_a: velocidad al andar [km/h]
Elementos permanentes	$f(e_v)pr = Le \times p$	Le: longitud expuesta del objeto [m]. p: altura en base al número de plantas.
Personas dentro de edificios	$f(e_v)ppr = \frac{Oe}{le \times p}$	Oe: Ocupación media del edificio. le: longitud expuesta del edificio. p: altura en base al número de plantas.

Fig. 2. Relación de funciones de exposición f(ev) que se proponen para el cálculo del índice de exposición de los elementos vulnerables considerados a escala 1:25.000.

List of exposure functions f(ev) proposed for calculating the index of exposure of the vulnerable elements considered at scale 1:25,000.

semana de temporada baja o media y entre semana de temporada alta, y el C refleja un escenario de máximos donde se baten récords de usuarios. La elección de los días asignados a este día-tipo ha sido realizada a partir del análisis de los datos recolectados para los últimos cinco años y con el apoyo del conocimiento de los gestores de los diferentes operadores presentes en la zona de estudio.

4. CONCLUSIONES

En este artículo se presenta la metodología desarrollada para el análisis del grado de exposición a escala 1:25.000. El desarrollo de esta propuesta forma parte de un estudio en curso de mayor calado que se centra en el análisis de la exposición al riesgo por desprendimientos de roca a diferentes escalas y en diferentes contextos naturales y sociales.
Los resultados son satisfactorios. La propuesta metodológica desarrollada es capaz de reflejar la realidad del territorio frente a la exposición a los desprendimientos en escenarios definidos. Creemos que es una buena aproximación a la evaluación del riesgo geológico.

Agradecimientos
Esta investigación ha sido financiada por FUNDACIÓN MAPFRE en la Convocatoria Ayudas a la Investigación 2011.
RISKNAT. GEOMODELS. IGC. GEOCAT (Marc Janeras y Judit Pons). ICC. FGC (Ferran Gallego, Iván Pascual y Francesc Ludeña). PNMM (Jordi Calaf y un recuerdo especial a Lluís Baciero). Abadia de Montserrat (Ramon Oranies). DGC. PMM. Con el soporte de los proyectos SGR2009-520 y NUTESA (CGL2010-18609, MICINN and FEDER Founds).

.

REFERENCIAS

Agliardi, F. y Crosta, G. B., 2003. High resolution three-dimensional numerical modelling of rockfalls. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 40, 455-471.

Agliardi, F., Crosta, G.B. y Frattini, P, 2009. Integrating rockfall risk assessment and countermeasure design by 3D modeling techniques. Natural Hazards and Earth System Sciences, 9, 1059-1073.

Bell, R. y Glade, T, 2004. Multi-Hazard Analysis in Natural Risk Assessments. Department of Geography, University of Bonn, Germany, 10 pp.

Copons, R., 2007. Avaluació de la perillositat de caigudes de blocs rocosos al Solà d'Andorra la Vella. Monografies del CENMA. Editor Institut d'Estudis Andorrans. St. Julià de Lòria. 211pp.+ 11 mapas.

Copons, R. y Vilaplana, J.M, 2008. Rockfall susceptibility zoning at a large scale: From geomorphological inventory to preliminary land use planning. Engineering Geology, 102 (3-4): 142-151.

Corominas, J., Copons, R., Moya, J., Vilaplana, J.M., Altimir, J. y Amigó, J., 2005. Quantitative assessment of the residual risk in a rockfall protected area. Landslides Springer-Verlag GMBH, 4, 343 – 357.

Ferlisi, S., Cascini, l., Corominas, J y Matano, F., 2012. Rockfall risk assessment to persons travelling in vehicles along a road: the case study of the Amalfi coastal road (southern Italy). Natural Hazard, 2 -col. 62, 691-721.

Frattini, P., Crosta, G., Carrara, A. y Agliardi, F., 2008. Assessment of rockfall susceptibility by integrating statistical and physically-based approaches. Geomorphology, 94, 419-437.

Mavrouli, O y Corominas, J., 2010. Rockfall vulnerability assessment for reinforced concrete buildings, Natural hazards and Earth System Sciences, 10, 2055-2066.

Peduzzi, P., Dao, H. y Herold, C., 2002. Global Risk And Vulnerability Index Trends per Year (GRAVITY). Phase II: Development, analysis and results. De "GRAVITY-Team" United Nations Environment Programme Global Resource Information Database – Geneva (UNEP/DEWA/GRID-Geneva) per United Nations Development Programme Bureau of Crisis Prevention & Recovery UNDP/BCPR (formerly ERD). 62 pp.

Stoffel, M., Schneuwly, D., Bollschweiler, M., Lièvre, I., Delaloye, R., Myint, M. y Monbaron, M., 2005. Analyzing rockfall activity (1600-2002) in a protection forest – a case study using dendrogeomorphology. Geomorphology, 68, 224-241.

UNISDR – ONU, 2009. Global assessment report on disaster risk reduction. United Nations International Strategy for Disaster Reduction Secretariat, 207 p.

Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. In Schuster R.L. & Krisek R.L. & Krizek R.J Ed. Landslides, analysis and control Transportation Research Board Sp. Rep, 176, Nat. Acad. of Sciences.

Vilaplana, J.M. y Payàs, B., 2008. RiskCat. Els riscos naturals a Catalunya. Informe executiu / Los riesgos naturales en Cataluña / Natural Risks in Catalonia. Informes del CADS nº6 Dept. de la Presidència, 228 pp.

LA GESTIÓN DE LA EMERGENCIA PRODUCIDA POR EL ARGAYO DE SEBRANGO (CANTABRIA) EN JUNIO DE 2013

The management of the emergency produced in June 2013 by the Sebrango landslide (Cantabria)

A. González-Díez[1], V.M. Bruschi[2], J. Sánchez Espeso[3], J. Bonachea[1], J. Díaz de Terán[1], J. Remondo[1], G. Fernández Maroto[1], P. Martínez Cedrún[1], M. Zarroca[4], R. Linares[4], V. Rodríguez[5], E. San Millán[5] y S. Hoyos[5]

1. Dpto. Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada. Facultad de Ciencias. Universidad de Cantabria. Avd. de Los Castros s/n 39005, Santander. alberto.gonzalez@unican.es
2.Dpto. Ciencia e Ingeniería del Terreno y de los Materiales. ETSICCP. Universidad de Cantabria. Avd. de Los Castros s/n 39005, Santander.
3. Dpto. Ingeniería Geográfica y Técnicas de Expresión Gráfica. ETSICCP. Universidad de Cantabria. Avd. de Los Castros s/n 39005, Santander.
4. Dpto. Geología, Unitat de Geodinàmica Externa i d'Hidrogeologia, Facultat de Ciències, Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 Bellaterra, Barcelona.
5. Alumnos del Master Oficial en Técnicas de Análisis, Evaluación y Gestión Sostenible de Procesos y Riesgos Naturales, Facultad de Ciencias. Universidad de Cantabria. Avd. de Los Castros s/n 39005, Santander.

Abstract:

This paper discusses about the activities carried out during the emergency of Camaleño (Cantabria), in June 2013; in which the Sebrango and Los Llanos villages were affected by an active landslide. The tasks carried out have involved the supporting of all decision-making, understanding of the problem, displacement analysis, and finally urgent stabilization actions. In this work also is discussed the usefulness of the geomorphic approaches in the management of this type of emergencies and in the space-time process characterization. The experiences obtained as well as the difficulties found in real-time data collection are showed. This knowledge has been reverted in the implementation of measures that increase the stabilization process. Finally the dynamic evolution of the process and the mitigation tasks performed, contributed to stabilization the area, and the completion of scientific works of this emergency phase.

Palabras clave: Deslizamientos, Riesgos, Gestión de Emergencia, Cantabria, Herramientas geomorfológicas
Key words: Landslides, risks, emergency management, Cantabria, Geomorphic tools

1. INTRODUCCIÓN

Habitualmente, los especialistas han debatido sobre la importancia que las medidas de mitigación tienen a la hora de atenuar el riesgo (Keefer y Larsen, 2007; Larsen, 2008, Mikos y Majes, 2010). Sin embargo, hay escasos ejemplos que analicen las medidas de actuación tomadas durante el desarrollo activo de un evento peligroso (fase paroxismal). En la literatura normalmente se presentan ejemplos de hechos ya ocurridos tratados con planteamientos *back análisis*, proponiéndose medidas de actuación encaminadas a reducir los posibles efectos de futuras re-activaciones. Desarrollar actuaciones que controlen el funcionamiento del proceso durante la fase paroxismal, constituye un reto técnico y científico. Cómo actuar en tiempo real cuando un proceso geomorfológico muestra actividad, como por ejemplo un deslizamiento que amenaza a bienes; qué factores determinantes hay que tener presente en su control; qué herramientas y métodos se pueden usar para conocer dichos factores y qué efectividad presenta su uso en tiempo real; cómo controlar la dinámica del deslizamiento con todos estos datos. Todas esas cuestiones son de gran interés para la comunidad científica puesto que

constituyen ejemplos o referencias a tener en cuenta.

Durante la fase paroxismal, además de la dificultad que supone la toma de datos y su análisis en tiempo real, se une el frecuente desconocimiento de los principales factores que determinan la actividad del proceso y que permiten modelarlo. Esta circunstancia hace muy complicado poder tomar decisiones de gestión, en tiempo real, y proponer las medidas correctoras necesarias. Estas medidas tienen si cabe más transcendencia cuando la amenaza obliga a decidir sobre la conveniencia de la evacuación de las personas o de limitar sus actividades o el uso de sus bienes.

El caso que se ilustra en este trabajo muestra un ejemplo de las actividades desarrolladas por el equipo de investigación en la gestión de la emergencia de Sebrango. El 17 de junio de 2013, el Gobierno de Cantabria ordena la evacuación de las localidades de Sebrango y Los Llanos, pertenecientes al término municipal de Camaleño (Cantabria), por el incremento en la actividad de un argayo que las amenazaba iniciándose la activación de un plan de emergencia ante el riesgo que originaba dicho proceso. Asimismo, encargó que la Universidad de Cantabria coordinara un equipo de investigación y supervisara los trabajos de gestión de esa fase de emergencia; trabajos en los que también participaron las tres administraciones con competencias en dicha materia, la administración local, regional y del estado.

2. ÁREA DE ESTUDIO

Originalmente, el deslizamiento que afectó a la localidad de Sebrango (Deslizamiento Primario, Imagen 1) se inició a unos 1000 m de altura, posee una longitud media de unos 800 m, en proyección horizontal, una anchura media de 100 m y un espesor medio de 15 metros, lo que supone un volumen implicado en torno al millón de metros cúbicos. La zona ya estaba catalogada como área de deslizamiento en la cartografía de Cantabria del Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, y había sufrido reactivaciones en 2005.

3. METODOLOGÍA

Las labores realizadas en dicha emergencia por el equipo de investigación se centraron en el apoyo en la toma de decisiones, comprensión del problema, análisis del desplazamiento, y, por último, actuaciones urgentes de estabilización.



Imagen 1. Deslizamiento El 16-6-2013 se puede apreciar que el cuerpo del deslizamiento ha alcanzado Sebrango. La dirección principal del movimiento se dirige a Los Llanos; grietas abiertas (rojo); algunos daños a infraestructuras (blanco).

Para ello, se destacó in situ un retén compuesto por investigadores que estuvieron las 24 horas atendiendo la gestión de la emergencia.

Durante la fase paroxismal, en la que los trabajos de captura de datos y su análisis deben aportar resultados casi en tiempo real, la información geomorfológica toma especial relevancia, puesto que es casi la única fuente de información relativamente fácil de obtener. El análisis diario de la actividad del proceso, incluyendo sus componentes internos (con apoyo de datos geofísicos); sentidos de desplazamiento observados; unido todo a otros datos de carácter más geológico como las propiedades geomecánicas del material involucrado, anisotropías del macizo rocoso, o el papel jugado por el agua, permiten plantear modelos de peligrosidad a partir de los cuales se pueden proponer medidas de estabilización, que sirvan de apoyo a la gestión de la emergencia.

La caracterización espacial de los rasgos geomorfológicos significativos del movimiento, como por ejemplo la identificación de grietas y el análisis del comportamiento mecánico del movimiento mediante las mismas o la determinación de su actividad; la determinación relativa de la velocidad de avance del movimiento en superficie; la identificación de

las diferentes fases que componen el deslizamiento fueron desarrolladas diariamente. En áreas de alta montaña, con una desarrollada vegetación e importante humedad, la utilización de dispositivos topométricos electroópticos (prismas, distanciómetros, etc.) para caracterizar espacialmente estos elementos, entraña problemas derivados de la dificultad de medir puntos visibles, a distancias apropiadas y en condiciones de escasa nubosidad y humedad.
A esta circunstancia hay que añadir la dificultad de medir en terrenos activos de difícil acceso, tanto por la dinámica del proceso como por lo abrupto del relieve. Además de esta limitación este tipo de procedimientos requiere el levantamiento de redes de puntos de referencia para asegurar la precisión de las medidas. Más provechosa resulta la utilización de herramientas GPS, que o bien en tiempo real o bien en postproceso, permiten capturar numerosos observables. Su única limitación reside en que los relieves próximos oculten temporalmente el cielo GPS, dificultando la medición de puntos requerida en estas situaciones de tiempo real. Por ello, muchas de las medidas GPS (más de 800 observables) fueron apoyadas por mediciones tradicionales realizadas con cinta métrica.
Otra dificultad hallad, derivada de la inmediatez de los hechos, fue la limitada posibilidad de utilizar ortoimágenes o de cualquier otro tipo de producto fotogramétrico o geofísico. El empleo de vehículos aéreos no tripulados (drones) no aportó resultados positivos por las dificultades que entrañó el manejo de estos dispositivos en áreas montañosas, y la amplitud de la zona a tratar. Lo cual condujo a tener que tomar un gran número de imágenes, existiendo numerosos problemas métricos en las mismas por la carencia de apoyos fiables. Por otra parte, el único vuelo fotogramétrico disponible de la zona de estudio se obtuvo tras el cese de la emergencia por lo que no fue posible utilizarlo en la fase paroximal. Todas estas circunstancias condujeron al empleo de ortoimágenes antiguas, como bases de referencia para la cartografía, que se resolvió extremando la pericia del investigador a la hora de representar los rasgos relevantes para el análisis. El empleo de herramientas geofísicas ha sido de gran ayuda para conocer la circulación de fluidos interna y el control geológico del proceso, aunque su uso se limitó a lugares accesibles.

Otro tipo de dato, no menos geomorfológico, e igualmente importante en el análisis de la actividad del deslizamiento es el relativo al agua en el terreno. La localización de vías de agua, el control de caudales y el posible diseño de drenajes artificiales, constituye un factor relevante parar posibilitar la descarga de presiones intersticiales dentro del cuerpo del material desplazado. Tras conocer la dinámica del movimiento, cuatro días más tarde de iniciarse la fase de emergencia, comenzó el drenaje perimetral del argayo.
Con todos estos datos, gracias al apoyo de Sistemas de Información Geográfica (SIG) fue posible generar modelos diarios de peligrosidad-riesgo que sirvieron de ayuda para conocer la dinámica del proceso y determinar escenarios futuros de trabajo. No menos importante, dentro de esta fase, es el desarrollo de medidas para atenuar la vulnerabilidad tanto estructural como social. Estas medidas incluyeron charlas con los vecinos para la sensibilización sobre el problema, planificación de vías de evacuación y diseño de posibles sistemas de alerta que pudiesen ayudar a identificar picos de actividad futura del proceso.

4. RESULTADOS

Los datos tomados diariamente sobre la actividad del movimiento muestran como el deslizamiento, que originalmente generó en su frente, junto a Sebrango, tres movimientos de terreno independientes, cambió su trayectoria. En los primeros días el conjunto poseía tres direcciones de movimiento, una importante en dirección a la localidad de Los Llanos (que supuso la mayor amenaza en la zona y el desencadenante de la emergencia) y otras dos (central y oriental) hacia el barranco conocido como La Argayada. Probablemente, el cambió de trayectoria hacia La Argayada se debió al control ejercido por la geología (fracturas existentes y Olistolitos). El día 26 de junio, la componente occidental (hacia los Llanos) quedó abortada fusionándose la central y oriental en una única. La dificultad en el avance de estas componentes originó la generación de un nuevo deslizamiento independiente (Deslizamiento Nuevo, DN) también en dirección hacia La Argayada (Imagen 2). Este nuevo deslizamiento llego a tener velocidades máximas diarias de la masa deslizada de entre 2 y 4 metros/día, rebajándose esta tasa notablemente a medida

que los drenajes que se practicaron en el argayo empezaron a evacuar agua del mismo.

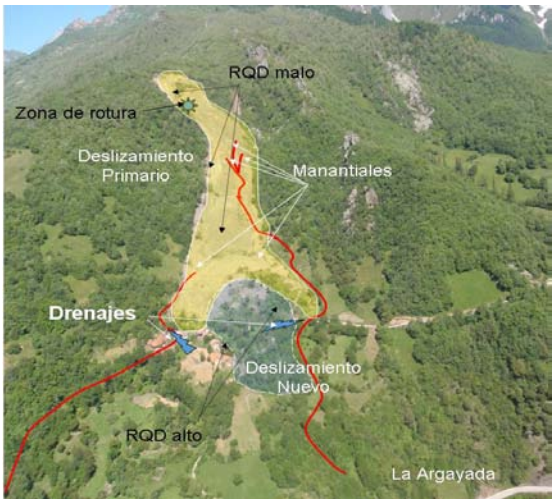


Imagen 2. Detalle del Deslizamiento Principal y del Deslizamiento Nuevo. En trazo rojo se muestran los drenajes efectuados así como las conducciones instaladas para captación de agua desde los manantiales.

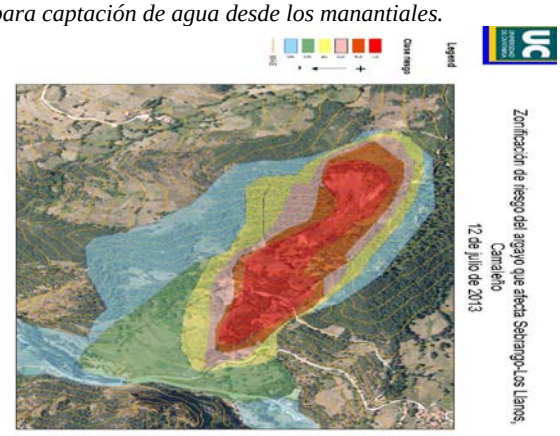


Imagen 3. Zonificación de riesgo, día 12 de Julio de 2013.

Fruto del análisis de la información obtenida en cada tarea, así como de la discusión de los datos se elaboraron informes diarios para la Presidencia del Gobierno de Cantabria en los que se informó de la actividad del movimiento; velocidad de avance; balance diario de agua; control de drenajes. Dichos informes diarios se acompañaron, a partir del día 21 de junio, con un mapa de riesgos para la zona que incluye una delimitación del territorio en clases de riesgo (Imagen 3), ordenada desde más riesgo (clase 1) a menos riesgo (clase 6). Además, se formulan recomendaciones de actuación específica para las cuatro primeras clases; recomendaciones de actuación inmediata ante el desastre, y una nota de presa, para distribuirla entre los medios de comunicación, en la que se explica el estado de la situación.

La combinación de una serie de factores como son la mejora del drenaje en toda la masa deslizada (incluyendo la búsqueda de manantiales y fuentes de agua; su ulterior canalización y traslado al cauce principal de río Deva mediante tubos flexibles); la barrera natural a su avance que supuso la geología, frenando el movimiento (tanto los olistolitos que afloran en el sustrato como el control ejercido por el sistema de fracturas, produjeron la paralización de la trayectoria occidental, y en menor medida la ralentización de las otras dos trayectorias); el descenso de la energía aportada al sistema por el cese de la precipitación y el incremento de la evapotranspiración, condujeron a la paralización de todas las fases de deslizamiento identificadas.

El día 2 de julio de 2013 el Gobierno de Cantabria declaró el realojo de los vecinos desalojados. Posteriormente, el día 12 de julio finalizaron los trabajos científicos de emergencia, comenzando una nueva etapa para la zona. El equipo científico confeccionó una serie de recomendaciones que en mayor y menor medida el Gobierno de Cantabria ha realizado o está en fase de realización. No hay que olvidar que es el Gobierno quién tiene la potestad de decidir qué se debe hacer. A los científicos solo les queda hacer recomendaciones bien argumentadas.

5. CONCLUSIONES

La principal conclusión obtenida de la actuación realizada es que la utilización de aproximaciones y metodologías científicas ha resultado de gran utilidad ante la gestión de la emergencia.

Agradecimientos

Dirección General de Protección Civil. Gobierno de Cantabria

REFERENCIAS

Larsen, M.A. 2008. Rainfall-triggered landslides, anthropogenic hazards, and mitigation strategies. Adv. Geosc., 14, 147-253.

Keefer, D. K. y Larsen, M. C. 2007. Assessing Landslide Hazards, Science, 316, 1136–1138.

Mikos, M. y Majes, B. 2010. Mitigation of Large Landslide and Debris flows in Slovenia, Europe. In Werner et al., (Eds). Landslides Causes and Types. 105-131.

OBTENCIÓN DE LA CURVA DE MAGNITUD – FRECUENCIA DE CORRIENTES DE DERRUBIOS MEDIANTE EL USO COMBINADO DE DATACIÓN RELATIVA Y DATACIÓN DENDROCRONOLÓGICA. EL EJEMPLO DEL BARRANCO DEL TORDÓ (PREPIRINEO ORIENTAL)

Coupling of relative and dendrochronological dating for the assessment of magnitude – frequency curve of debris-flows. An example from the Tordó Torrent (Eastern Pyrenees)

J. Moya[1] y R. García[2]

[1] Dpt. de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona-Tech. Jordi Girona, 1-3, Campus Nord UPC, 08034, Barcelona, jose.moya@upc.edu.
[2] Andestas, S.L.

Abstract: Assessment of magnitude-frequency relationships of debris flows is especially difficult at sites where repeated activity occurs, as in a debris cone. Here, a method for estimating the magnitude of debris-flow events and for dating them by means of relative dating and tree-ring dating is presented. The method was applied to a small torrential basin located in the Eastern Pyrenees (the Tordó torrent basin). A total of eight debris flows were identified, ranging from 600 to 19000 m^3, and dated at the site which cover a period of 47 years.

Palabras clave: magnitud - frecuencia, datación relativa, dendrogeomorfología
Key words: magnitude - frequency, relative and dendrogeomorphological dating

1. INTRODUCCIÓN

La determinación de las relaciones de magnitud-frecuencia (M-F) de fenómenos geomorfológicos es necesaria para el estudio de la evolución del relieve y también para la evaluación del riesgo de procesos peligrosos. Uno de los retos principales con el que se encuentran las administraciones y los gestores del territorio al considerar posibles medidas de mitigación del riesgo de movimientos de ladera es la evaluación del mismo en términos de pérdidas anuales esperadas. La evaluación cuantitativa del riesgo permite abordar esta cuestión de una manera objetiva, pero requiere de datos sobre la magnitud y frecuencia temporal del fenómeno (Hungr et al. 1999). La relación entre estas variables suele representarse en forma de curvas de magnitud de deslizamientos frente a la frecuencia de los mismos en la zona en estudio (Guzzetti et al. 2002). La obtención de estas curvas constituye se considera actualmente un paso fundamental para el cálculo de la peligrosidad.

La ocurrencia temporal de corrientes de derrubios sólo raramente puede obtenerse a partir de fuentes directas, como informes técnicos o interpretación de fotografías aéreas. El uso de la dendrocronología para determinar la edad y frecuencia de corrientes de derrubios está bien establecida (p.ej. Stoffel et al. 2005, Bollschweiler et al. 2007). Sin embargo, la obtención de curvas de M-F de deslizamientos no es una tarea fácil y ha comenzado sólo recientemente (Stoffel 2010). La razón es que la distribución espacial de los árboles afectados por un movimiento de ladera no está relacionada directamente con la magnitud del mismo (Corominas y Moya, 2008). En el caso de series de corrientes de derrubios, la determinación de la extensión de los depósitos no es sencilla cuando éstos se acumulan en zonas separadas, pero en cuencas donde la frecuencia de las corrientes es elevada, incluso los depósitos relativamente recientes pueden haber sido parcialmente erosionados o enterrados por corrientes de derrubios posteriores. La extensión original de los depósitos no es fácil de obtener en estas situaciones.

En esta contribución se presenta un método para establecer la curva M-F de corrientes de

derrubios basado en el uso combinado de datación relativa y datación dendrocronológica. La aplicación del método se ilustra con el ejemplo del Barranco del Tordó, en el que se han podido distinguir varias generaciones de depósitos de corrientes de derrubios. Este caso forma parte de un trabajo más general de aplicación de la dendrogeomorfología para la obtención de curvas de M-F de movimientos de ladera (Corominas y Moya, 2010).



Figure 1.Oblique aerial view of the Tordó torrent. The inset shows the location of the site.

2. EL BARRANCO DEL TORDÓ

El Barranco del Tordó tiene una extensión de 2,1 km^2 y está situada en la vertiente norte del Macizo de Port del Compte (Lleida, Prepirineo oriental). Se trata de una cuenca de segundo orden, tributaria del Torrente de La Vansa, que confluye con el río Segre (Figura 1). La altitud de la cuenca varía entre los 2278 m y los 1100 m. El clima es mediterráneo de montaña, periglacial, con una precipitación anual media de 1800 mm. Las tormentas son habituales en verano y otoño, pudiendo superar los 200 mm en 24 h, y parecen ser las responsables de la formación de corrientes de derrubios en la zona. La cuenca se está flanqueada por laderas escarpadas con pendiente superior a los 35º, en las que aflora un sustrato de calizas (jurásicas, cretácicas y ecocenas). Al pie de las laderas se encuentran depósitos de talud, se trata de derrubios periglaciares constituidos por cantos y bloques con matriz lutítica aunque con abundante porosidad (10-20%). Dichos depósitos están especialmente desarrollados en la cabecera de la cuenca, donde alcanzan un grosor superior a los 30 m. En dicha cabecera se halla un deslizamiento traslacional con un volumen de unos 90.000 m^3, cuyo pie constituye el área fuente principal de corrientes de derrubios del barranco (Figura 1). El considerable volumen del deslizamiento indica que la disponibilidad de material para las corrientes de derrubios no está limitada. Los sedimentos acumulados en el pasado por corrientes de derrubios han rellenado el fondo del barranco, dándole una morfología plana, anómala para un barranco de alta montaña.

3. CRONOLOGÍA RELATIVA Y VOLUMEN Y DE LAS CORRIENTES DE DERRUBIOS

El estudio se concentró en la parte alta del barranco, donde se encuentran los depósitos de corrientes de derrubios recientes. Se elaboró una cartografía geomorfológica detallada, a escala 1:1000, mediante interpretación de fotografías aéreas de dos vuelos (Julio de 1982 y Julio de 1993) ampliadas a escala 1:2000 y trabajo de campo sobre ortofotomapa. Se cartografiaron diversos tipos de depósitos y elementos morfológicos (depósitos de canal, diques laterales, lóbulos de desbordamiento, lóbulos frontales, escarpes erosivos en los márgenes de canal y escarpes de coronación). Con el objetivo de identificar la secuencia de corrientes de derrubios, en primer lugar se utilizaron la presencia o ausencia de depósitos en las fotografías aéreas y la aplicación de criterios morfo-estratigráficos sobre el terreno, como la intersección de depósitos separados por escarpes, diferenciando terrazas, y superposición de diques laterales y lóbulos frontales sobre depósitos más antiguos.

Los criterios geométricos y estratigráficos no fueron suficientes para obtener una cronología relativa completa. Esto es debido a que los depósitos acumulados por una misma corriente pueden ser parcialmente erosionados por otras corrientes posteriores, que excavan un nuevo canal en los depósitos pre-existentes, y dejándolos separados espacialmente a lo largo del barranco sin que sea posible correlacionarlos claramente.

Por este motivo, la datación relativa de los depósitos se completó después con otros criterios: a) el grado de meteorización de clastos, b) la presencia de líquenes, su tamaño y porcentaje de recubrimiento de bloques, y c) la presencia y desarrollo de vegetación arbórea sobre los depósitos, en particular el tamaño de los árboles y la densidad del bosque, que proporcionan una edad relativa de la colonización de los depósitos.

Con los criterios de grado de meteorización y botánicos se establecieron preliminarmente cinco clases de edad relativa de los depósitos (Tabla 1). En algunos casos, el solapamiento o la intersección de depósitos de una misma clase mostraron que éstos correspondían a diferentes corrientes de derrubios. Teniendo en cuenta este hecho, se definieron finalmente ocho clases de edad relativa, cada una correspondiente al conjunto de depósitos acumulado durante un mismo episodio (una misma corriente de derrubios o diferentes oleadas de un mismo evento), y por lo tanto a una misma unidad deposicional (Tabla 1). Se diferenció otra unidad más antigua (D9) correspondiente a un grupo de depósitos antiguos e indiferenciables entre sí con los criterios aquí empleados.

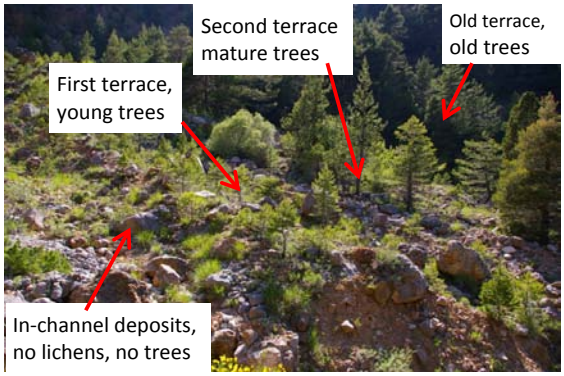


Figure 2. Example of the morpho-stratigraphic and botanical criteria used for relative dating of the debris-flow deposits at the Tordó torrent.

La extensión original de las unidades deposicionales fue reconstruida correlacionando los depósitos de la misma edad relativa y enlazando los contornos más externos de los depósitos cada unidad. La reconstrucción es menos fiable en la parte alta de cada unidad, más cercana al area fuente, donde los depósitos pueden haber sido erosionados más fácilmente por corrientes posteriores. Por lo tanto, la extensión obtenida ha de considerarse como un valor mínimo. Finalmente, el volumen de cada unidad se calculó multiplicando su área original por su grosor promedio estimado en varias secciones transversales.

Table 1. Summary of relative dating relationship between different depositional units identified with aerial photointerpretation and field work.

Unit	Weathering degree /lichens	Morpho-stratigraphy	Aerial photos
D1	I	Overlies D3 and D4	Post 7/1993
D2	II	Cut and overlies D4, D7, D8 and D9	Pre 7/1993 Post 6/1982
D3	III	Overlies D4	Pre 7/1993 Post 6/1982
D4	III	Cut and overlies D5, D7, D8 and D9	Pre 7/1993 Post 6/1982
D5	III	Overlies D7 y D9	Pre 7/1993 Post 6/1982
D6	III	Overlies D9	Pre 7/1993 Post 6/1982
D7	IV	Overlies D8 y D9	Pre 6/1982
D8	IV	Overlies D8	Pre 6/1982
D9	V	-	Pre 6/1982

4. M- F DE LAS CORRIENTES DE DERRUBIOS Y CONCLUSIONES

Las unidades deposicionales identificadas fueron datadas mediante dendrocronología, seleccionando elementos datables en cada una de ellas: a) árboles que colonizan los depósitos y que proporcionan su edad mínima; b) heridas en árboles causadas por la erosión de las corrientes; y c) madera de reacción en árboles inclinados por las corrientes, situados tanto en los márgenes de los depósitos como sobre ellos. Se muestrearon un total de 196 ejemplares de *Pinus sylvestris*, 97 de ellos inclinados o heridos por corrientes de derrubios.

Los resultados de la datación se muestran en la Figura 3. Las ocho unidades deposicionales reconocidas en el Barranco del Tordó cubre un periodo de 47 años y su volumen varía entre los 600 y los 19000 m^3. El volumen total movilizado por las corrientes de derrubios a lo largo de dicho periodo es de 37000 m^3, que corresponde a una tasa de sedimentación de 26 mm/año para un área deposicional de 29500 m^2.El periodo de retorno de corrientes de derrubios pequeñas es de 3-4 años, y de unos 18 años para corrientes superiores a los 5000 m^3 (Figura 4).

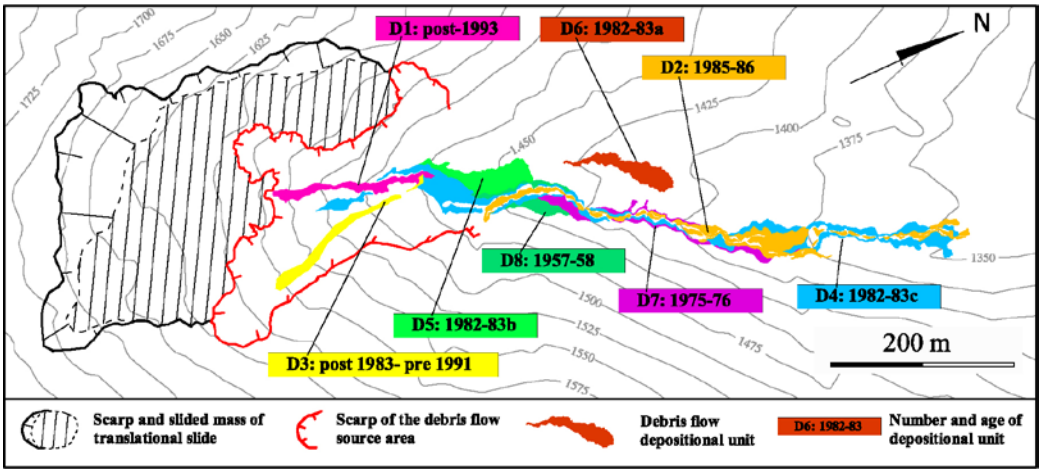


Figure 3. Map of the debris flow depositional units identified and ages obtained by tree-ring dating.

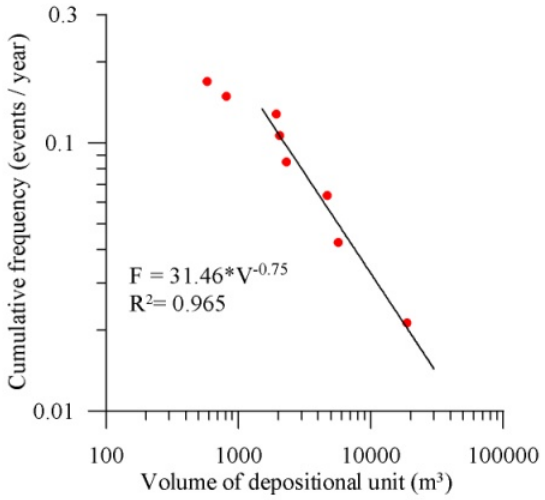


Figure 4. Volume of the debris flows versus cumulative frequency of the events at Tordó torrent.

La curva M-F obtenida en la zona de estudio ilustra el potencial del método empleado. La principales limitaciones del mismo son, primero, que tanto la frecuencia como el volumen obtenido deben considerarse valores mínimos y, segundo, en cuencas donde la frecuencia de las corrientes es muy elevada difícilmente pueden diferenciarse claramente clases de edad relativa, dado que los parámetros de meteorización o botánicos mostrarán una variación continua más que discreta.

Agradecimientos

Este trabajo ha recibido financiación de proyectos nacionales Debriscatch (CGL2008-00299/BTE) y Debristart (CGL2011-23300).

REFERENCIAS

Bollschweiler, M., Stoffel, M., Ehmisch, M. y Monbaron, M. 2007. Reconstructing spatio-temporal patterns of debris-flow activity using dendrogeomorphological methods. Geomorphology, 87, 337-351.

Corominas, J. y Moya, J. 2008. A review of assessing landslide frequency for hazard zoning purposes. Engineering Geology, 102, 193-213.

Corominas, J. y Moya, J. 2010. Contribution of dendrochronology to the determination of magnitude-frequency relationships for landslides. Geomorphology, 124, 137-149.

Guzzetti, F., Malamud, B.D., Turcotte, D.L. y Reichenbach, P. 2002. Power-law correlations of landslide areas in central Italy. Earth and Planetary Science Letters, 195, 169-183.

Hungr, O., Evans, S.G. y Hazzard, J., 1999. Magnitude and frequency of rock falls and rock slides along the main transportation corridors of south-western British Columbia. Canadian Geotechnical Journal 36, 224-238.

Stoffel, M. 2010. Magnitude-frequency relationships of debris flows- A case study based on field surveys and tree-ring records. Geomorphology, 116, 67-76.

PROCESOS GRAVITACIONALES EN EL PROMONTORIO DE LA MOLA EN MENORCA (ISLAS BALEARES)

Gravitational processes of the headland of La Mola, Minorca (Balearic Islands)

F. X. Roig-Munar [1,2], A. Rodríguez-Perea [2], J. A. Martín-Prieto[1,2], J. M. Vilaplana[3], G. X. Pons[2], B. Gelabert[2] y M. Mir-Gual[2]

1 Qu4tre, consultoría ambiental, C/ Carritxaret 18-6, Es Migjorn Gran, Menorca, xiscoroig@gmail.com.
2 Grup BIOGEOMED, Dep. de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears
3 Grup RISKNAT, Dep. de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona

Abstract: The promontory of La Mola is located in the east of the island of Minorca. Its geological structure consists of folded Palaeozoic rocks (basically shales and sandstones) overlaid by horizontal Cenozoic limestones. Cliffs develops at these cohesive limestones whereas scree slopes develops on top of Paleozoic materials. Gravity processes, essentially collapses, affecting stiff limestones results from two processes: wave action at the base of the cliff and the lateral spreading of Paleozoic shales.

Palabras clave: Menorca, La Mola, promontorio, acantilado, erosión
Key words: Menorca, La Mola, headland, cliff, erosion.

1. INTRODUCCIÓN

El promontorio de La Mola se sitúa en el sector septentrional de la entrada del puerto de Maó. Forma una península de aproximadamente 1 km^2, que constituye el punto más oriental del archipiélago balear (Fig. 1). Este puerto natural está abierto en el contacto entre el Mioceno (Migjorn), al sur y el Paleozoico (Tramuntana), al norte y es donde ambos se superponen, sobre la que se ubica la zona de estudio.

La situación geográfica de La Mola, con acantilados verticales que oscilan entre los 30 y 65 m, otorga al lugar una clara importancia estratégica pues desde ella se puede controlar el acceso al Puerto de Mahón, lo que propició, a mediados del siglo XIX, que sobre este promontorio se erigiera una zona militar, conocida como La Fortaleza de Isabel II.

La presencia de infraestructuras militares en el mismo cantil de los acantilados permite el control y seguimiento de los procesos que les afectan (Fig. 2). Estos procesos, fundamentalmente de tipo gravitacional, también se producen en otros acantilados similares en la región de Tramuntana de Menorca.

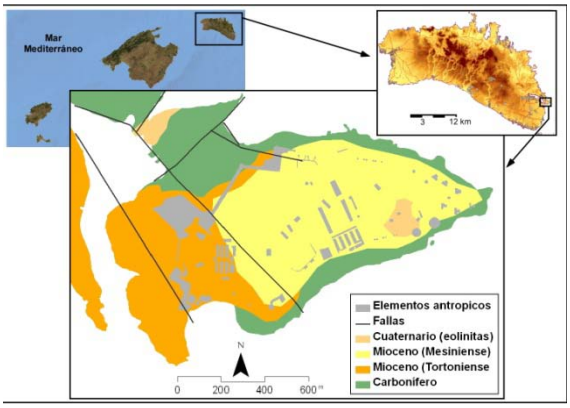


Fig. 1. Ubicación y geología del área de estudio.
Fig 1. Location and geology of the study area.

Morfológicamente la península de la Mola es un promontorio plano, tabular, limitado por fracturas de carácter regional (NW-SE y ENE-SWS) y afectado por procesos erosivos litorales (Fig. 3). Se conforma por un basamento de materiales carboníferos (facies Culm) fuertemente deformados, sobre los que se asientan discordantemente materiales miocenos (Bourrouilh, 1973). La serie estratigráfica carbonífera está formada por la alternancia de estratos de areniscas y con niveles finos predominantemente lutíticos.

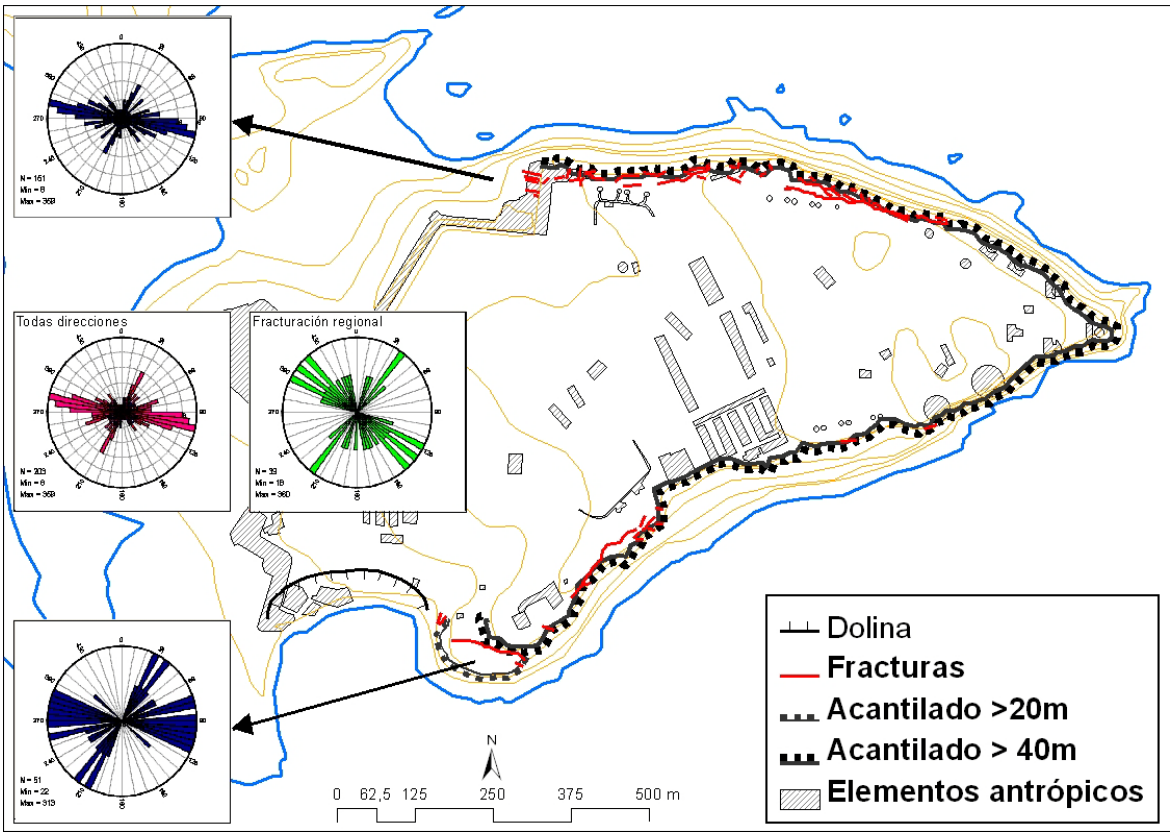


Fig. 2. Cartografía geomorfológica de La Mola.
Fig. 2. Geomorphological map of La Mola.

El Mioceno se asienta discordantemente sobre un superficie de erosión plana postcarbonífera. Esta unidad estratigráfica está formada por calizas con algas coralinas depositadas en un sistema arrecifal de talud que prograda hacia el norte (Obrador y Pomar, 1983; Obrador et al., 1983).



Fig. 3. Panorámica de La Mola desde el NE (fuente: www.magrama.gob.es).
Fig 3. Panoramic view of La Mola from the NE (Source: www.magrama.gob.es).

Finalmente, en el punto más elevado del promontorio sobre las calizas miocenas se sitúan dunas fósiles cuaternarias (Fig. 1).

2. OBJETIVOS Y METODOLOGIA

Con el objetivo de analizar los procesos gravitacionales que tienen lugar a lo largo de los acantilados que conforman la península de la Mola, se ha elaborado una cartografía geomorfológica (Fig.2) que identifica, entre otros elementos, las fracturas principales que afectan al promontorio. En campo se han inventariado la dirección de la totalidad de las fracturas existentes, y se ha medido su obertura en todas aquellas que afectan a las infraestructuras militares. En vista al seguimiento futuro de estas últimas fracturas, se han instalado 33 estaciones de control. En base a las observaciones de distintos fotogramas se ha podido establecer la cronología de la evolución de dichas fracturas entre 1953 y 2013.

3. RESULTADOS PRELIMINARES

En primer lugar la fracturación principal presenta una dirección WNW-ESE y su grado de dispersión es mayor en el acantilado meridional. La fracturación secundaria, NE-SW, es similar en ambos acantilados.
En segundo lugar, en los diferentes edificios que constituyen la fortaleza de la Mola, se han constatado importantes desplazamientos verticales y sobretodo horizontales del cantil (Fig. 4).



Fig. 4. Detalle de las fracturas existentes en el acantilado norte. A la izquierda, fisura en la fachada del edificio de la fortificación. A la derecha, sistema de fracturas presente sobre el acantilado.
Fig. 4. A detail of northern cliff fractures. Left: a crack which runs along the front of the building. Right: aerial view of the cliff showing multiple fractures existing over the surface.

Desde que la Fortaleza se inauguró en 1852 los desplazamientos horizontales se estiman en torno a los 60 cm con lo que se obtiene una tasa media de obertura de 3,70 mm/año.
En tercer lugar, y partir del análisis de la ortofotografía histórica y mediante un SIG, se ha calculado tanto el número de fracturas existentes como los metros lineales de las mismas entre diferentes juegos de imágenes correspondientes a los años 1956, (primer fotograma disponible); 1975, (fotografía a escala 1.14.000 y georeferenciada a partir de un total de 29 puntos de control) y 2008. Posteriormente se midieron las fracturas sobre el terreno en el año 2013 (Tabla 1).

	Nº	metros
1956	16	531
1975	26	813
2008	33	1.060
2013	58	1.416

Tabla 1. Evolución del número y longitud de fracturas entre 1956 y 2013, a partir de datos de imágenes y campo.
Table 1. Evolution of the number and total length of fractures between 1956 and 2013, taken from aerial photography and fieldwork.

A la vista de estos datos, y a pesar del mayor detalle cartográfico aportado por el trabajo de campo con respecto a las ortofotos, el número de fracturas muestra un incremento notable, especialmente entre 2008 y 2013, lo que pone de manifiesto la elevada actividad de los acantilados a lo largo de este periodo, especialmente el septentrional.

4. HIPÓTESIS DE FUNCIONAMIENTO

El principal factor causal para explicar estos movimientos, consiste en la acción del oleaje sobe la base del acantilado. En la figura 5 muestra la altura significativa (Hs) del oleaje en la boya de Maó para el periodo 1993-2013. El oleaje de componente N presenta una frecuencia y una intensidad tres veces superior a la segunda componente más importante. El máximo valor corresponde al 11 de noviembre de 2001, con una Hs de 13.6 m, Tp de 11.6 s y componente NE (Fig. 5) (www.puertos.es).

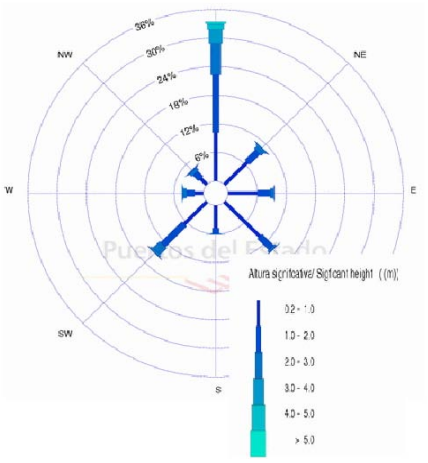


Fig. 5. Rosa de oleaje de Hs de la boya de Maó (fuente: www.puertos.es).
Fig. 5. Significant wave height rose (Hs) from the Mahon buoy (source: www.puertos.es).

La acción más efectiva del oleaje se manifiesta en el sector más oriental del promontorio (Figs. 2 y 3). Este se caracteriza por acantilados verticales, con ausencia de fracturación, donde dominan los procesos de gravedad, fundamentalmente colapsos (Figs. 3 y 6).
La fracturación correspondería a la manifestación en superficie de la rotura en cabecera de un gran movimiento de ladera de expansión lateral, especialmente en el norte. La expansión lateral de una masa de roca se define



Fig. 6. Colapsos situados en el sector SE.
Fig. 6. Collapses in the SE sector.

En el proceso, el material más competente se fractura en una serie de bloques que se deslizan, con un movimiento extremadamente lento, sobre la pendiente. La rotura se suele producir debido a una posible relajación de tensiones en la ladera por un cambio en el contexto geomorfológico (Corominas, 2004). Esto produce una fractura de componente gravitacional que genera el hundimiento de la cresta de la ladera y una expansión lateral de la misma, en este caso hacia el mar. Estos procesos de expansión lateral, tienen lugar en el sector más septentrional y meridional del promontorio, donde la fracturación es más evidente (Fig. 2).
En la figura 7 se puede observar este fenómeno, donde el bloque de calcarenitas del mioceno superior se desliza sobre el acantilado, sin que se observen procesos de sobre excavación en la base del mismo.

5. CONCLUSIONES

Los acantilados del promontorio de La Mola presentan una intensa fracturación en sus bordes, tanto meridionales como septentrionales. Ya que dichas fracturas afectan a infraestructuras militares, ha podido determinarse su velocidad media de obertura en 3,75 mm/año. Su génesis viene determinada inicialmente, por la acción erosiva del oleaje en su base, no obstante, los fenómenos de expansión lateral que se producen en el basamento carbonífero, afectan además, a los



Fig. 7. Expansión lateral en el sector más septentrional del promontorio.
Fig. 7. Lateral spreading in the northern sector of the promontory.

materiales miocenos. El proceso de fracturación continúa activo y amenaza con el derrumbe de las construcciones más próximas a la línea de costa.

Agradecimientos
El presente trabajo se ha visto beneficiado por las ayudas de la *Dir. Gral. d'Universitats, Recerca i Transferència del Coneixement* del *Govern de les Illes Balears* con fondos FEDER al grupo competitivo BIOGEOMED.

REFERENCIAS

Bourrouilh, R. 1983. Stratigraphie, sediméntologie et tectonique de l'ille de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Baléares). La terminaison Nord-orientale des Cordillères Bétiques en Méditerranée occidentale. Memorias del Instituto Geológico y Minero de España 672 pp.

Corominas, J. 2004. Tipos de Roturas en Laderas y Taludes. En López Jimeno, C. (Ed.), Ingeniería del Terreno Ingeoter 4. Universidad Politécnica de Madrid, 191-213.

Cruden, D.M. y Varnes, D.J. 1996. Landslide types and processes. En A. K. Turner y R.L. Schuster (Eds.): Landslides. Investigation and mitigation. Transportation Research Board Special Report 247. National Academy Press. Washington D.C., 36-75.

Obrador, A. y Pomar, L. 1983. El neógeno del sector de Maó. El Terciario de las Baleares. Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología. Itinerario F. Menorca 26-29 de sept., 207-232.

Obrador, A., Pomar, L., Rodríguez, A. y Jurado, M. J. 1983. Unidades deposicionales del neógeno menorquín. Acta Geológica Hispana 18 (2), 87-97.

http://www.magrama.gob.es/

http://www.puertos.es/

INDICADORES PRECURSORES DE DESPRENDIMIENTOS DE ROCAS EN LA EVOLUCIÓN DE ESCARPES ROCOSOS

Rockfall precursory indicators on the evolution of rocky slopes

M.J. Royán[1], A. Abellán[2] y J.M. Vilaplana[1]

1 RISKNAT, GEOMODELS, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona
2 Centre de Recherches en Environnement Terrestre (CRET). Faculté des Géosciences et de l'Environnement, Université de Lausanne. Géopolis (3129), 1015 Lausanne, Switzerland.

Abstract: In this study we compared the evolution of two types of precursory indicators over time: pre-failure deformation and precursory rockfalls. Our study was based on a multi-temporal comparison of LiDAR datasets using a Terrestrial Laser Scanner (TLS) Ilris 3D (Optech). The analysis was performed in a pilot study area located at Puigcercós scarp (Catalonia, Spain) using 19 different fieldwork campaigns, which were carried out during more than five years (2143 days). Our results show that: (a) the temporal evolution of the deformation has an exponential pattern with an acceleration before the final rupture; and (b) an analogous acceleration, which occurs shortly before the final failure, is also observed when analyzing the evolution of accumulated precursory rockfalls events over time.

Palabras clave: escarpe rocoso, LiDAR, desprendimientos de rocas, deformación precursora, desprendimientos precursores
Key words: rock face, LiDAR, rockfalls, pre-failure deformation, precursory rockfalls

1. INTRODUCCIÓN

La rotura progresiva en zonas inestables de laderas rocosas produce diferentes tipos de indicadores precursores que pueden ser detectados y monitorizados con el fin de predecir la caída final. En la bibliografía se pueden encontrar distintos ejemplos, como la deformación precursora (Abellán et al., 2010; Royán et al., 2014), los desprendimientos de pequeña magnitud previos a la ocurrencia de uno mayor (desprendimientos precursores) (Rosser et al., 2007) y la microsismicidad (Amitrano et al., 2005). La deformación es el indicador más estudiado, pero su posible relación con otro indicador precursor no ha sido aún analizada. En este trabajo se correlaciona por primera vez la deformación precursora y los desprendimientos precursores en el escarpe de Puigcercós.

1.1. Área de estudio

El área monitorizada corresponde con el escarpe de coronación de un antiguo deslizamiento que afectó a la localidad de Puigcercós (Lleida) el 13 de Enero de 1881 (Vidal, 1881). Geológicamente el escarpe está constituido por una alternancia sub-horizontal de margas grises, areniscas, limos y arcillas coronadas por calizas nodulosas del Eoceno (Cuevas, 1992) (Fig. 1). La actividad geomorfológica actual se concentra en dicho escarpe con la ocurrencia de frecuentes desprendimientos de rocas (más de 100 eventos por año de volumen menor a 100 m^3) (Royán et al., 2014). Los mecanismos de caída de los desprendimientos de mayor magnitud están fuertemente condicionados por la existencia de grietas de tracción verticales y sub-paralelas al escarpe, siendo el vuelco el principal mecanismo de caída (Abellán et al., 2010; Royán et al., 2014).

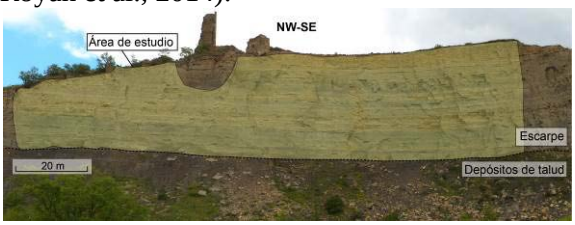


Fig. 1. Panorámica del escarpe de Puigcercós; en amarillo el área de estudio.
Picture of Puigcercós scarp; the study area is shown in yellow.

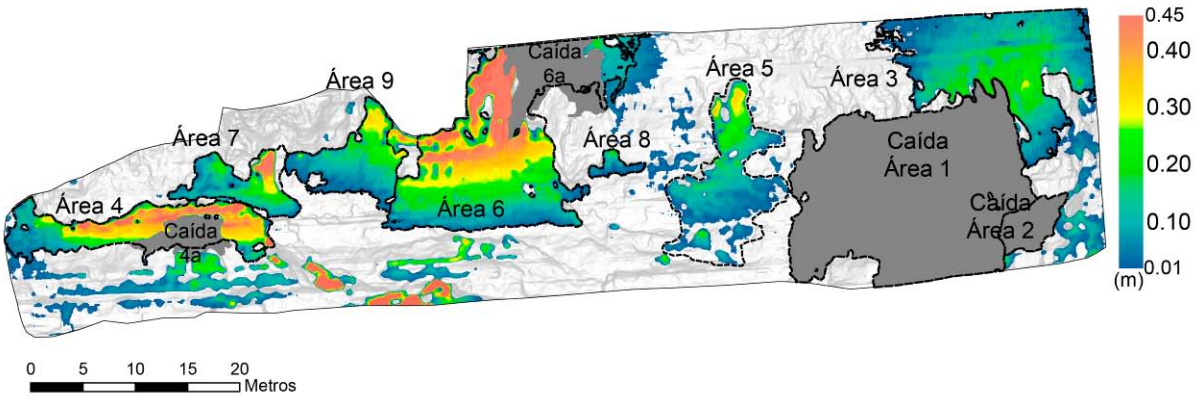


Fig. 2. Análisis espacial de la deformación para el último periodo (2143 días). En gris las caídas de mayor magnitud ocurridas en las áreas deformadas.
Spatial deformation analysis for the last period (2143 days). In grey the high magnitude rockfalls occurred in the deformed areas.

2. METODOLOGÍA

2.1. Adquisición de datos, alineación y comparación

El estudio realizado está basado en la monitorización con un instrumento LiDAR Terrestre (ILRIS 3D - Optech) del escarpe de Puigcercós. La primera adquisición de datos se llevó a cabo en Noviembre de 2007, y seguidamente se han realizado 19 adquisiciones más hasta Octubre de 2013 (2143 días).

La alineación y la comparación de las nubes de puntos fue realizada mediante la metodología expuesta en Royán et al. (2014). En el caso de la deformación, dicha comparación se realizó entre la primera toma de datos y el resto, obteniendo un valor acumulado de los desplazamientos; y en el caso de los desprendimientos precursores la comparación se realizó entre cada sucesiva toma de datos, obteniendo los eventos ocurridos entre cada una de ellas.

2.2. Análisis de la deformación

Para una detección más precisa de los valores de deformación, se aplicó un filtro de vecinos próximos (Nearest Neighbor filtering technique) (ver Abellán et al., 2009). En este análisis el número de vecinos utilizados fue de 24 (5x5), ya que proporcionaba el resultado más preciso.

Dichos valores de deformación también fueron analizados temporalmente mediante la selección de diferentes puntos dentro de cada área inestable detectada. Los puntos fueron seleccionados en la parte alta de las áreas debido a que el mecanismo de caída es el vuelco. El valor mínimo detectable con la técnica aplicada es de 0,96 cm (Royán et al., 2014).

2.3. Análisis de las caídas de rocas

Se realizó un análisis espacial para la cuantificación de los desprendimientos ocurridos en el escarpe de Puigcercós durante el periodo de monitorización (2143 días). Dicho análisis consistió en la creación de una malla binaria (5x5 cm) donde los píxeles con color correspondían a desprendimientos y los pixeles sin color a zonas sin eventos. Para la cuantificación, la malla se importó a un entorno SIG y cada zona de pixeles coloreados y agrupados fue vectorizada. Los eventos considerados como posibles desprendimientos precursores fueron aquellos con un área entre 0,01 m^2 y 0,5 m^2. El análisis temporal fue realizado mediante la selección de aquellos pequeños eventos que se situaran dentro (Rosser et al., 2007) y a una distancia dada (0,25 m) de las áreas deformadas.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Análisis de la deformación

Se detectaron nueve áreas afectadas por deformación precursora. En cuatro de ellas se

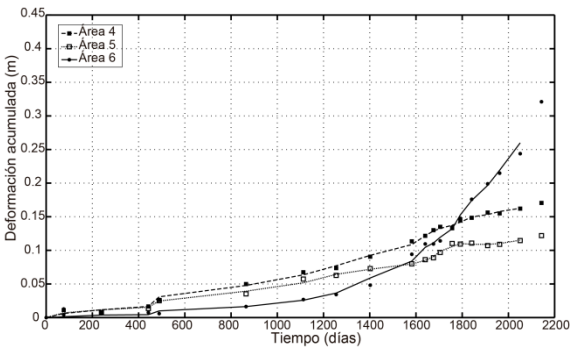


Fig. 3. Análisis temporal de la deformación precursora para las áreas 4, 5, y 6 de la figura 2.
Temporal deformation analysis in areas 4, 5 and 6 from figure 2.

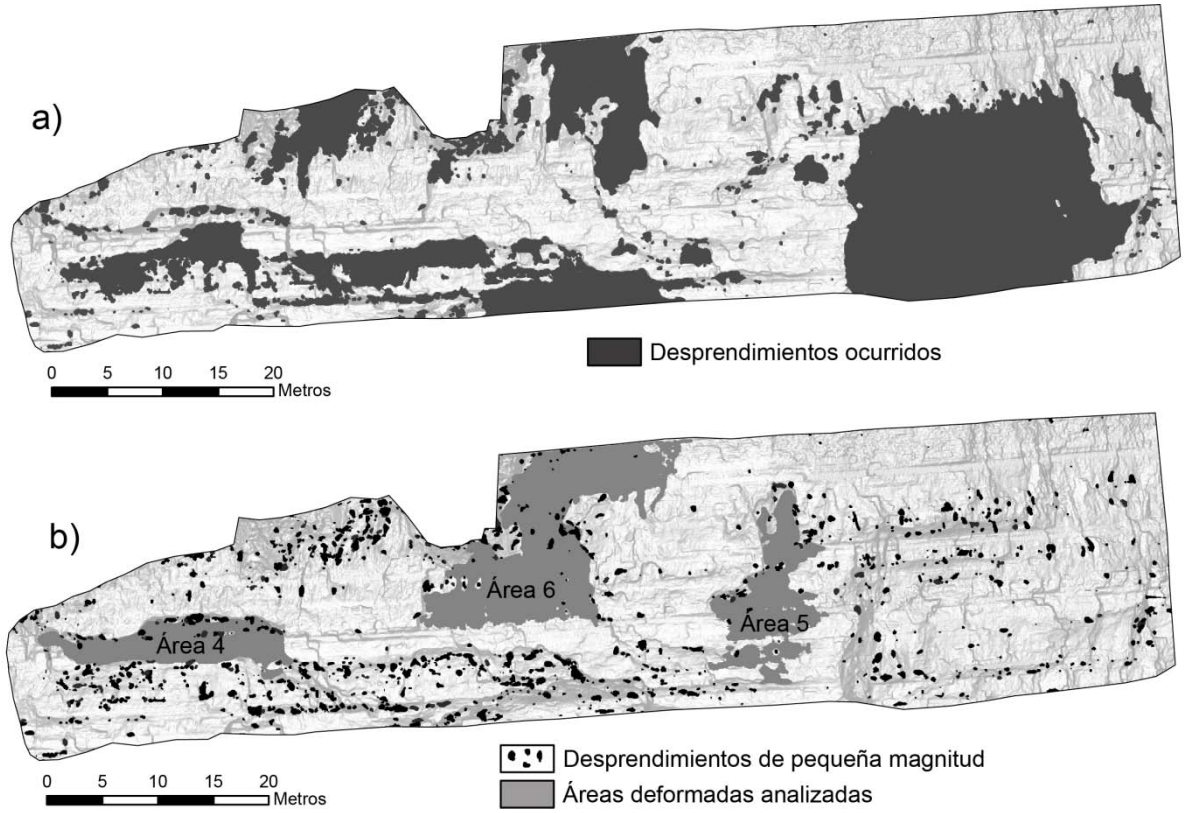


Fig. 4. Análisis espacial de los desprendimientos. a) Caídas ocurridas durante todo la monitorización. b) Desprendimientos de pequeña magnitud y áreas deformadas analizadas.
Spatial rockfall analysis. a) rockfalls occurred during the monitoring period. b) Small-scale rockfalls and deformed areas analysed.

produjeron desprendimientos de mayor magnitud (áreas 1, 2, 4 y 6), mientras que las otras cinco siguen deformándose (áreas 3, 5, 7, 8 y 9). En la figura 2 se observa el resultado del análisis de deformación para el último periodo (Noviembre 2007 - Octubre de 2013).

En cuanto a la evolución temporal mediante la selección de puntos, en la figura 3 se muestra dicha evolución para las áreas 4, 5 y 6. La evolución sigue un patrón caracterizado por dos fases: (a) una primera donde la deformación es aproximadamente constante, y (b) una segunda donde la deformación se acelera, finalizando en la caída total o parcial del área afectada.

3.2. Análisis de las caídas de rocas

En la figura 4a se muestran todos los desprendimientos ocurridos en el escarpe de Puigcercós durante el periodo de monitorización. Un total de 1549 eventos fueron detectados, con volúmenes comprendidos entre 0,001 m^3 y 386 m^3. Los eventos más frecuentes (el 95 %) muestran volúmenes menores de 1 m^3. En la figura 4b se muestran los eventos considerados como posibles precursores y las áreas deformadas utilizadas para el análisis. La evolución de estos eventos de pequeña magnitud respecto al tiempo para las áreas 4, 5 y 6 se muestra en la figura 5. Se observa un aumento continuo del número de desprendimientos, y además en el área 6 se observa una aceleración en la parte final (Fig. 5) que podría indicar su inminente caída.

3.3. Comparación de los indicadores precursores

En la figura 6 se representa la evolución de

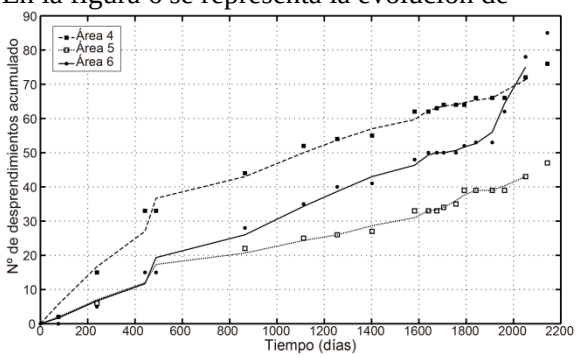


Fig. 5. Análisis temporal de los desprendimientos precursores en las areas 4, 5 y 6 de la figura 2.
Temporal rockfall analysis for in 4, 5 and 6 from figure 2.

ambos indicadores en las áreas 4, 5 y 6. La deformación está caracterizada por una evolución exponencial en el área 6 y lineal en las áreas 4 y 5, y los desprendimientos precursores siguen aproximadamente el mismo patrón. Mientras en el área 5 se observa un suave incremento en ambos indicadores, en el área 6 se detecta una aceleración en la parte final. En cuanto al área 4, se observa un alto número de desprendimientos precursores pero no un patrón de aceleración.

En la figura 6 se puede observar como en las áreas inestables se detectan antes los desprendimientos precursores que la deformación. Esto puede ser debido al valor mínimo detectable con la metodología aplicada (0,96 cm). Estas observaciones abren un nuevo camino hacia la predicción espacial de las áreas inestables usando los desprendimientos precursores. La relación entre los indicadores analizados tiene que ser estudiada más en detalle con el fin de su posible implementación en un sistema de alerta temprana de caída de rocas.

4. CONCLUSIONES

En la evolución de escarpes rocosos la identificación y monitorización de indicadores precursores de desprendimientos de mayor magnitud es fundamental para entender la dinámica geomorfológica de retroceso del escarpe. En el escarpe de Puigcercós se identificaron y delimitaron nueve áreas inestables. Se detectó una aceleración de la deformación previa a la ocurrencia de una caída de dimensiones considerables en cuatro de estas áreas, mientras en las otras cinco la deformación sigue creciendo. Esta aceleración se detectó también en la evolución de los desprendimientos precursores. Además, estos últimos se detectaron en periodos anteriores a la deformación, lo que abre su futura utilidad como indicador de alerta temprana.

Agradecimientos

Este estudio fue parcialmente financiado por los proyectos NUTESA (CGL2010-18609, MICINN y fondos FEDER) y Swiss National Foundation (SNF 138015 y 144040), y por el Grupo RISKNAT (2009GR/520). El primer autor está financiado por la beca predoctoral FPU 2012 (Ministerio de Educación, Cultura y Deporte).

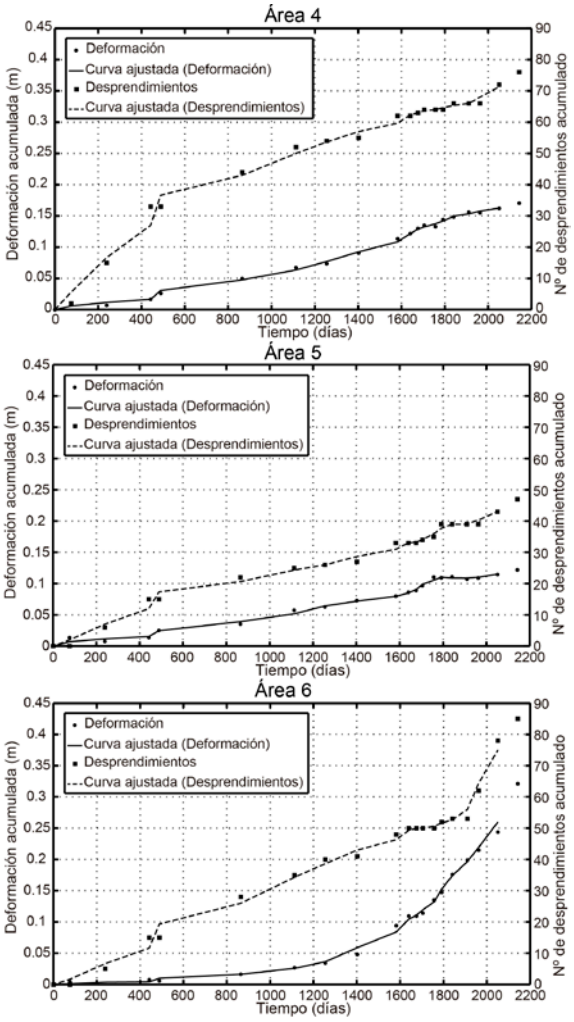


Fig. 6. Comparación entre deformación precursora y desprendimientos precursores in las áreas 4, 5 y 6. *Comparison between pre-failure deformation and precursory rockfalls in areas 4, 5 and 6..*

REFERENCIAS

Abellán A, Jaboyedoff M, Oppikofer T and Vilaplana J M (2009) Detection of millimetric deformation using a terrestrial laser scanner: experiment and application to a rockfall event. Nat Hazards Earth Syst Sci 9:365-372.

Abellán A, Vilaplana JM, Calvet J and Blanchard J (2010) Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanning monitoring. Geomorphology 119:162-171.

Amitrano D, Grasso JR and Senfaute G (2005) Seismic precursory patterns before a Cliff collapse and critical point phenome-na. Geophysical Research Letters, vol. 32, L08314.

Cuevas JL (1992). Estratigrafía del "Garumniense" de la Conca de Tremp. Prepirineo de Lérida. Acta Geologica Hispanica 27: 95-108.

Rosser NJ, Lim N, Petley DN, Dunning S and Allison RJ (2007) Patterns of precursory rockfall prior to slope failure. J Geo-phys Res 112:F04014.

Royán MJ, Abellan A, Jaboyedoff M, Vilaplana JM and Calvet J (2014) Spatio-temporal analysis of rockfall pre-failure de-formation using Terrestrial LiDAR. Landslides, DOI: 10.1007/s10346-013-0442-0

Vidal LM (1881) Nota acerca de los hundimientos ocurridos en la Cuenca de Tremp (Lérida) en Enero de 1881. Boletin de la Comisión del Mapa Geológico de España VIII 113–129.

V. GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL Y PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO

LA CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA DE SÍNTESIS COMO BASE PARA ESTUDIOS DE PAISAJE EN EXTREMADURA

Synthesis geomorphological mapping as basis for landscape studies in Extremadura

M. Tejedor[1], C. De Francisco[1], S. Nyssen[1], R. López[2], P. Sánchez[2], J.A. Mateos[3], M.G. Garzón[4] y J.F. Martín Duque[4]

1 Geoproeco S.L. C/ Santa Virgilia 14, 28033 Madrid, maria.tejedor@geoproeco.com
2 Sigmatec Medio Ambiente S.L.
3 D.G. de Transportes, Ordenación del Territorio y Urbanismo
4 Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, UCM

Abstract: This contribution explains a modern updating of former and classical approaches of applied geomorphic mapping, also referred as physiographic, landscape or land-system approaches. Specifically, it describes the delineation and description of two levels of a landform hierarchical classification: Geomorphic Domains of the Extremadura Region of Spain, and Geomorphic Units of two areas of the same Autonomous Community (Alqueva Dam surroundings and International Tagus). In both cases, those studies were accomplished for the *Consejería de Fomento, Vivienda, Ordenación del Territorio y Turismo de la Junta de Extremadura* in the framework of the European Landscape Convention, ELC (Florence, October 20th, 2000), applicable in Spain from March 1st, 2008. Our work emphasizes and enlightens the importance of Geomorphology in the protection, management and planning of the landscape, which is the aim of the ELC.

Palabras clave: Geomorfología, Fisiografía, Convenio Europeo del Paisaje, Extremadura.
Key words: Geomorphology, Physiography, European Landscape Convention, Extremadura.

1. INTRODUCCIÓN

Dentro de las múltiples aplicaciones que ha tenido y tiene la Geomorfología, en un sentido amplio, las denominadas cartografías geomorfológicas aplicadas, a distintas escalas y con distintos enfoques, siempre tuvieron un papel fundamental. De hecho, son muchas las situaciones de gestión territorial y ambiental en las que la contribución más útil de la Geomorfología es la provisión de un mapa de unidades, formas o tipos de terreno (Cooke y Doornkamp, 1990, p. 19).

El desarrollo de cartografías geomorfológicas sintéticas, o de unidades homogéneas, adquirió prominencia en el contexto internacional a partir de precedentes como las clasificaciones fisiográficas estadounidenses de principios del siglo XX. Pero, sobre todo, desde la generalización de los *land-system* por parte de la *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization* de Australia (CSIRO), o de los geosistemas de la Geografía Física europea, actualizados luego parcialmente en la Ecología del Paisaje (ver Martín Duque, 2000).

Si bien estas cartografías nunca han dejado de utilizarse, es cierto que en las últimas décadas han quedado relativamente 'eclipsadas'. Por un lado, por el desarrollo de los Sistemas de Información Geográfica, que han dado más peso a la definición de unidades territoriales integradas a partir de la superposición de distintas cartografías temáticas. Y por otro, porque el desarrollo más moderno de la Geomorfología mundial se ha dirigido a la cuantificación de procesos geomorfológicos activos. Por todo lo expuesto, existe el reto de modernizar y actualizar este enfoque, para objetivos y aplicaciones reales y actuales. Todo ello partiendo de una premisa ampliamente desarrollada en la literatura (ver Pedraza et al., 1996), según la cual los *landforms* constituyen un magnífico punto de partida para llevar a cabo, e integrar, estudios territoriales, ecológicos y paisajísticos. En este sentido, la aplicación del Convenio Europeo del Paisaje constituye una extraordinaria oportunidad. Este trabajo muestra un ejemplo de ello, el cual pretende contribuir a esa actualización de la cartografía geomorfológica aplicada.

2. LA GEOMORFOLOGÍA EN ESTUDIOS DE PAISAJE

La clasificación de la superficie terrestre continental en función del paisaje busca definir áreas de características territoriales y visuales similares, reconocibles y consistentes. En este sentido, las formas del terreno y la litología sobre la que se originan ejercen una fuerte influencia sobre la configuración y percepción del paisaje. Constituyen la base sobre la cual se asientan y desarrollan los demás componentes del medio, condicionando la mayoría de los procesos que tienen lugar en él. Responden a las grandes unidades fisiográficas de respuesta y estructura visual similar, a su 'herencia' geológica, determinante en su formación y evolución, hasta las formas y aspectos actuales del paisaje. Bajo unas determinadas condiciones climáticas, éstas y sus características edafológicas derivadas, condicionan la aparición de las grandes formaciones vegetales que son, junto con la actividad humana, el resto de factores esenciales en la definición de los *Dominios de paisaje o Tipos de paisaje* , según la escala, de una determinada región (López y Sánchez, 2011). La identificación, clasificación y tipificación de las distintas formas del terreno, de cara a su empleo en estudios de paisaje, tiene como uno de los trabajos emblemáticos modernos en España el mapa fisiográfico realizado por Javier Pedraza y colaboradores en el marco de la Cartografía del Paisaje de la CAM (Aramburu et al., 2003).

3. FISIOGRAFÍA DE EXTREMADURA

Las primeras aproximaciones al conocimiento fisiográfico de la geomorfología regional de Extremadura, son aportaciones del celebrado Eduardo Hernández-Pacheco (Lozano, 2004), abundando en el sentido 'cuadro de conjunto' que identifica las grandes claves del relieve y su organización. Asimismo, cabe mencionar algunos trabajos de tipo temático, como el clásico de Gómez (1985) sobre la penillanura extremeña o el detallado estudio del Valle del Jerte (Carrasco, 1992). Una aportación anterior, con orientación paisajística, es el trabajo de Martínez de Pisón (1977), sobre los paisajes naturales de Cáceres. Con perspectiva geográfica, realiza una caracterización del paisaje desde un componente fisiográfico-descriptivo como soporte identificador, con una escueta y legible interpretación de las claves principales del relieve cacereño.

La más reciente caracterización regional en clave fisiográfica es el trabajo de Garzón (2010), que sintetiza las grandes directrices y conjuntos básicos de la geomorfología y el paisaje extremeño. Sobre esa trama o armazón se integra la reivindicación e incorporación del papel de la geodiversidad, como geoformas detalladas o como geoestructuras que, en cualquier caso, son elementos 'estructurales' del patrimonio natural extremeño (Muñoz Barco y Martínez Flores, 2010). A la mejora en el conocimiento e interpretación de la geología y el relieve regional, se suma la integración y actualización informativa facilitada por recursos cartográficos y técnicos como los disponibles desde el SIGEO, *Sistema de Información Geológico-Minero de Extremadura*, o por los soportes y datos espaciales accesibles mediante plataformas como la *Infraestructura de Datos de Extremadura*. Estas fuentes se complementan con las posibilidades que facilitan las tecnologías de la información geográfica, aplicadas al tratamiento de los modelos digitales de elevación (MDE) como formato apropiado para la visualización y modelización de las características del relieve, facilitando los análisis morfográficos, la mejor definición de las clasificaciones fisiográficas y su representación cartográfica.

4. METODOLOGÍA

Los procedimientos mediante los cuales se pueden obtener hoy en día cartografías fisiográficas son múltiples. Si en el pasado se basaban en fotointerpretación y trabajo de campo, las fuentes de información a partir de las cuales se puede obtener hoy documentación útil para los estudios de paisaje, son muy numerosas: ortofotografía e imágenes de satélite, cartografías, memorias y publicaciones geomorfológicas, cartografías geológicas, mapas topográficos y MDE, entre otros. En definitiva, la principal dificultad estriba en establecer un procedimiento eficiente para filtrar e integrar la información útil (Fig. 1).

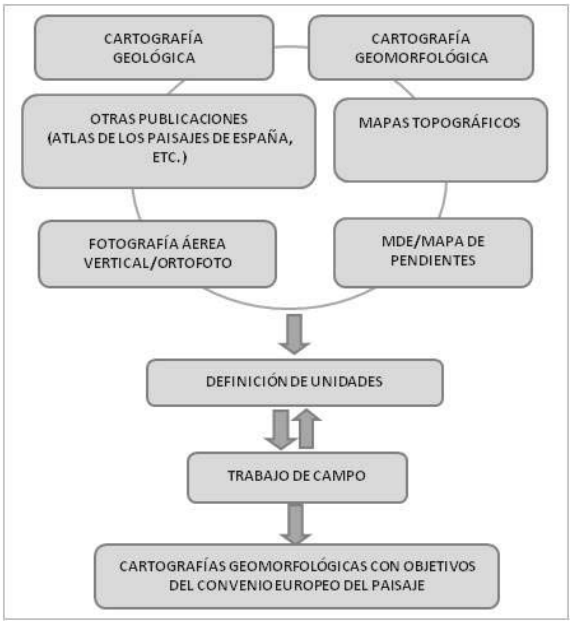


Fig.1. Fuentes de información y proceso de integración de la misma.
Fig.1. Information sources and integration process.

En nuestro caso (Fig. 1), el procedimiento ha consistido en una doble fase: (1) identificación y digitalización de unidades útiles o válidas, ya incluidas en otras cartografías (por ejemplo, llanuras aluviales); (2) interpretación 'experta' y digitalización de unidades a partir del uso combinado de ortofoto, modelo digital de elevaciones, mapa de pendientes derivado del anterior, y curvas de nivel; (3) comprobación en campo de toda la cartografía. Aunque parezca una obviedad, más que un método, la clave en este tipo de trabajos es contar con un equipo que aúne un buen conocimiento de la geomorfología regional junto con expertos en este tipo de enfoques, referidos a la cartografía y a la obtención de información útil para el objetivo del trabajo.

5. RESULTADOS

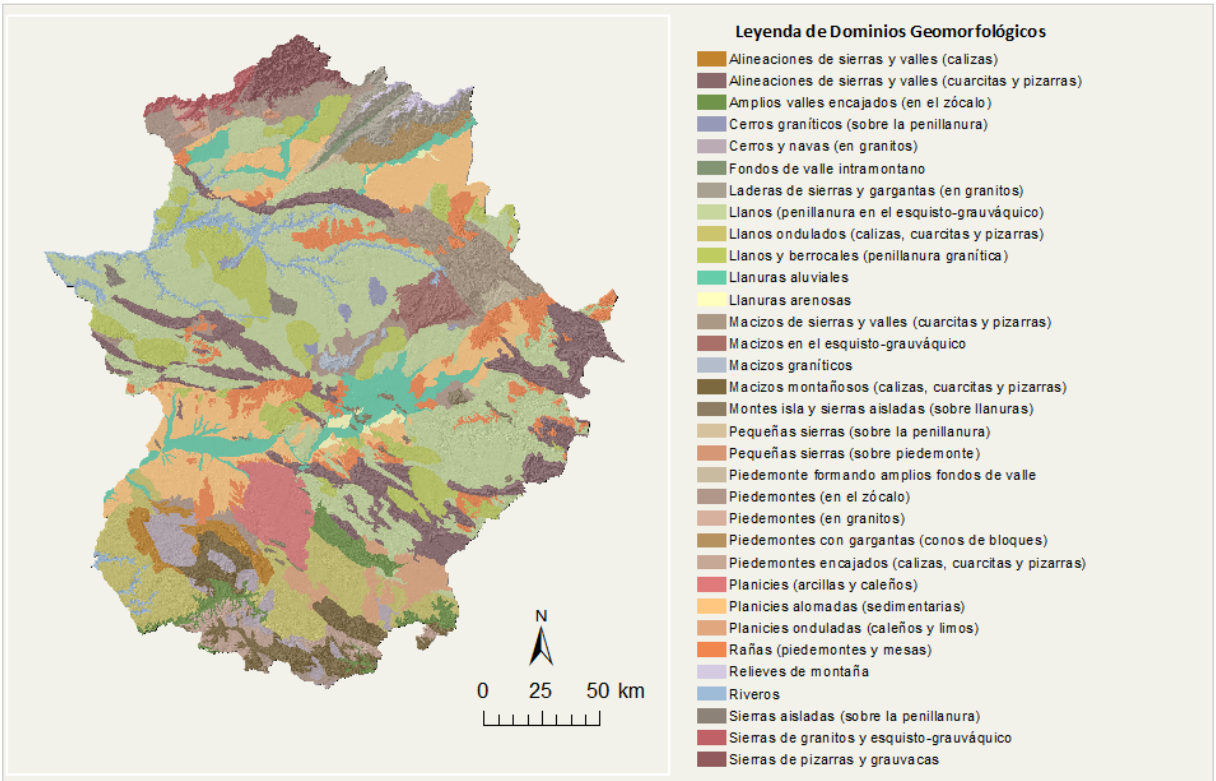


Fig. 2. Mapa de Dominios Geomorfológicos de Extremadura, realizado con objetivos del Convenio Europeo del Paisaje.
Fig.2. Geomorphic Domains of Extremadura, in the framework of aims within the European Landscape Convention.

Los resultados de la contribución geomorfológica a este trabajo más amplio sobre los paisajes de Extremadura son las propias cartografías, de las cuales la Figura 2 representa la categoría de la clasificación de mayor nivel jerárquico, así como un conjunto de memorias.

Éstas incluyen aspectos descriptivos de las formas del terreno; pero, sobre todo, información que emana de la configuración geomorfológica del territorio que es útil para una protección, gestión y planificación del paisaje, de acuerdo con la filosofía que surge del Convenio Europeo del Paisaje.

El conjunto del estudio se orienta esencialmente hacia la obtención de un mapa de paisaje, por ámbito provincial y escala 1:300.000, aunque integra otros documentos (como *Procesos, tramas espaciales y estructura paisajística del territorio,* entre otros*)*, con sendos ámbitos de estudio de escala intermedia, centrados en el Tajo Internacional (Cáceres) y entorno del Embalse de Alqueva (Badajoz), con mapas de paisaje de escala 1:150.000. Los trabajos, realizados para la D.G. de Transportes, Ordenación del Territorio y Urbanismo del Gobierno de Extremadura, se han enmarcado en el seno de dos proyectos del programa POCTEP (Programa Operativo de Cooperación Transfronteriza España-Portugal), área de cooperación Centro -Extremadura-Alentejo; en un caso dentro del proyecto *Tæjo Intenacional II* (0337_TI_II_4), dentro de su eje II: *Cooperación y gestión conjunta en medio ambiente, patrimonio y entorno natural*, y en otro caso con el proyecto *ADLA* (0544_ADLA_4_P), Eje II: Cooperación y gestión conjunta en ambiente, patrimonio y prevención de riesgos.

6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las cartografías geomorfológicas de síntesis—y sus memorias descriptivas e interpretativas asociadas—, elaboradas en la Comunidad Autónoma de Extremadura dentro de proyectos desarrollados en el marco del Convenio Europeo del Paisaje (Consejo de Europa, Florencia, 20 de octubre de 2000), muestran un buen ejemplo de actualización de aproximaciones clásicas similares, desarrolladas desde la Fisiografía, los *land-system* o los geosistemas. Todo ello permite ampliar el espectro de aplicaciones actuales de la geomorfología, ya de por sí muy relevantes en las últimas décadas, asociadas sobre todo a la cuantificación de procesos geomorfológicos activos, especialmente en su dimensión de soporte estructural de la interpretación del paisaje.

Agradecimientos

Queremos agradecer la ayuda desinteresada que nos han prestado para la realización de este trabajo: Rosa María Carrasco González, Esperanza Martínez Flores, Pedro Muñoz Barco, Javier de Pedraza Gilsanz, Susana Schnabel y María Teresa de Tena, así como al Proyecto CGL2011-23857 del MCI.

REFERENCIAS

Aramburu Maqua, M.P., Escribano Bombín, R., Ramos Gonzalo, L. y Rubio Maroto, R. 2003. Cartografía del Paisaje de la Comunidad de Madrid. Ed. Dirección General de Promoción y Disciplina Ambiental de la Consejería de Medio Ambiente de la Comunidad de Madrid,416 pp.

Carrasco, R.M. 1992. Geomorfología del Valle del Jerte. Las líneas maestras del paisaje.Universidad de Extremadura, Cáceres, 246 pp.

Cooke, R.U. y Doornkamp, J.C. 1990. Geomorphology in Environmental Management. Clarendon Press, Oxford, 410 pp.

Garzón Heydt, G. 2010. Geomorfología y paisaje extremeño. En: Muñoz Barco, P. y Martínez Flores, E. (coord.), Patrimonio Geológico de Extremadura: Geodiversidad y Lugares de Interés Geológico. Junta de Extremadura, Mérida, 71-95.

Gómez, D. 1985. La penillanura extremeña: estudio geomorfológico. Tesis doctoral. Universidad de Extremadura, Cáceres, 383 pp.

López Hernández, R. y Sánchez Ramos, P (coord.) 2011. Mapas de Paisaje de Las Comarcas del Aranda, Campo de Borja y Tarazona y El Moncayo. Departamento de política territorial, justicia e interior. Gobierno de Aragón. Zaragoza. Recurso de internet http://sitar.aragon.es/descargas-aragon.htm.

Lozano, J. 2004. Eduardo Hernández-Pacheco y Estevan (1872-1965). Apuntes biográficos y obra científica. I.E.S. “Hernández Pacheco”. Cáceres, 130 pp.

Martín Duque, J.F. 2000. La información geomorfológica en el contexto de los inventarios ambientales. Mapas fisiográficos para la gestión territorial. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica) 96(1-2),33-46.

Martínez de Pisón, E. (coord.) 1977. Los paisajes naturales de Segovia, Ávila, Toledo y Cáceres. Instituto de Estudios de Administración Local. Madrid, 246 pp.

Muñoz Barco, P. y Martínez Flores, E. (coord.) 2010. Patrimonio Geológico de Extremadura: Geodiversidad y Lugares de Interés Geológico. Junta de Extremadura, Mérida, 475 p.

Pedraza, J. 1996. Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones. Rueda, Madrid, 414 pp.

LA INTEGRACIÓN DE LA RED FLUVIAL DEL MARGEN NORTE DEL RÍO TAJO. EL PAPEL DE LA DEPRESIONES CENOZOICAS

River network integration in the northern Tagus River margin. The role of Cenozoic basins

M.G. Garzón [1], J. Garrote[1, 2] y R. Tejero [1]

1 Dpto. Geodinámica, Facultad CC Geológicas, Universidad Complutense Madrid minigar@geo.ucm.es
[1]Departamento de Investigación y Prospectiva Geocientífica. IGME. Madrid

Abstract: The reconstruction of geomorphologic evolution stages by means of gradient indexes of the fluvial network allows establishing the drainage integration sequence. In the present work, the significant role played by incision and exhumation of Cenozoic basins is analyzed. A relatively recent tectonic control that may influence the accommodation of the network is not excluded.

Palabras clave: Índices morfométricos, ríos roca, integración fluvial, morfotectónica
Key words: Morphometric indexes, bedrock rivers, drainage network integration, morphotectonics

1. INTRODUCCIÓN

Los ríos que se desarrollan sobre las extensas planicies del Macizo Ibérico presentan morfologías de incisión en roca resistente de gran diversidad y complejidad, pero apenas estudiadas. El interfluvio Tajo-Guadiana sobre la llanura extremeña es un buen ejemplo de estas peculiares redes cuyos cursos, aunque cortos y sin apenas cabeceras, presentan importantes valles encajados y alta sinuosidad (Garzón et al. 2012). Este hecho podría quedar justificado, en parte, por el escaso relieve que presenta en esta zona el interfluvio Tajo-Guadiana, definido por las alineaciones Villuercas-Sierra de San Pedro como prolongación hacia el Oeste de la Cordillera de los Montes de Toledo. Pero los ríos del margen norte del río Tajo, los ríos que descienden del Sistema Central, con altas pendientes y caudales, y salvando en cortas distancias contrastes de altitud de hasta 2000 m, ofrecen una compleja jerarquización fluvial controlada por su historia de incisión en el macizo varisco y las depresiones cenozoicas. El objetivo del presente trabajo es explicar la relación de los ríos actuales con estas cuencas cenozoicas. Para ello, se evalúan los índices morfométricos del perfil longitudinal de estos cursos, como índices de gradiente, y se analizan sus diferencias en los tramos dentro y fuera de las cuencas.

2. EL DRENAJE DEL MARGEN NORTE

Los afluentes del Tajo por su margen Norte (Ponsúl, Erjas y Árrago,) siguen una dirección paralela SSO y presentan unas características muy similares, tanto de dimensiones como de geometría (relación área/long. ≈15; circularidad ≈ 0.30). El principal de los afluentes, el río Alagón, sin embargo, triplica esta extensión en un proceso evolutivo y de capturas más activo, durante el cual, también, ha integrado como su afluente al río Árrago. Si comparamos sus perfiles longitudinales y sus índices de gradiente (GI), estos afluentes ofrecen índices coherentes con picos más altos a la salida de las zonas montañosas y en relación con lineamientos asociables a fallas en el zócalo (Fig. 1). Este hecho contrasta con la suavidad de los perfiles del los ríos Árrago y Alagón, atribuible a su paso por las depresiones cenozoicas, como se observa especialmente en el mapa de interpolación por el método IDW de valores de GI (Fig. 2), en que éstos definen de alguna forma la morfología de las depresiones. Especialmente significativo resulta el caso del Arroyo de Fresnedosa que con una cuenca muy pequeña y sin apenas cabecera presenta

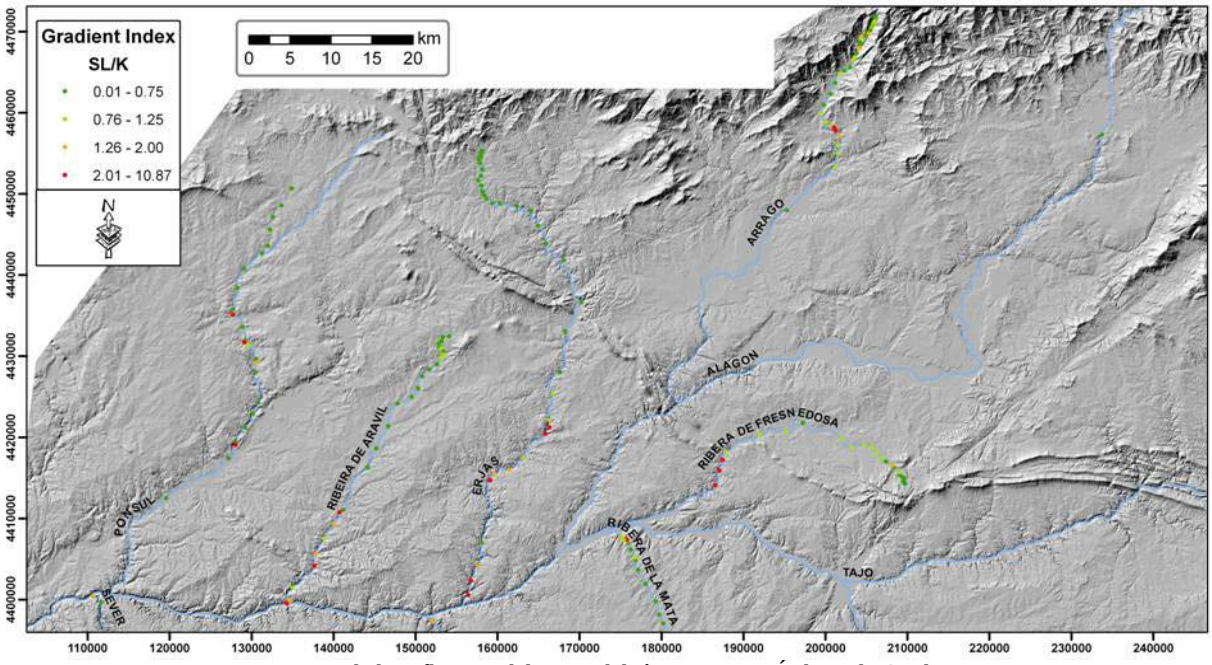


Fig. 1. MDT de los afluentes del Norte del río Tajo y sus Índices de Gradiente

Fig. 1. *DTM of the Tagus River Northern tributaries with their Gradient Indexes*

picos de GI muy importantes cuando abandona la depresión de Coria antes de su desembocadura en el Tajo. Este tramo final destaca no solo por el incremento de su GI sino además por la profunda disección y amplitud de su valle, aspectos que explican la inadaptación del valle al caudal del río actual, como se discute más adelante.

3. EL PAPEL DE LAS DEPRESIONES CENOZOICAS

Los ríos del margen Norte del Tajo nacen en las cumbres del Sistema Central y se desarrollan sobre la superficie de su piedemonte que desciende suavemente hasta pasar a constituir la extensa penillanura extremeña solo interrumpida por las sierras apalachianas residuales de los pliegues variscos. La red discurre profundamente encajada sobre la extensa planicie de la penillanura cacereña. Solamente sobre las depresiones cenozoicas, que aparecen encastradas en esta llanura, son los ríos capaces de abrirse, ensanchando sus valles y generando terrazas. Depresiones como las de Coria y Cañaveral han podido desarrollar este proceso de vaciado, mientras que otras, Moraleja y Ambroz, conservan su relleno prácticamente enrasado sus bordes con las planicies del Macizo. Son subfosas, con morfología de rhombograben, controladas por fallas en sus bordes N y NE, pero con contactos irregulares hacia el S donde los sedimentos terciarios se superponen a la superficie de la penillanura conservándose como retazos aislados (Bascones y Herrero, 1987; Bascones, et al. 1987). La falla norte (SO-NE) de Ponsul-Moraleja sigue un trazado neto, tapizado por depósitos detríticos gruesos y brechoides. El borde Norte de la de Coria, es discontinuo y aserrado (alternando las direcciones E-O y SO-NE) con escarpes de falla netos y muy bien definidos, que pueden interpretarse como relieves de exhumación de esta cubeta ya en proceso de vaciado. De hecho, se conservan localmente restos de las formaciones detríticas groseras de borde, bien traspasando la propia falla (Sierro de Coria) o como cerros testigo aislados ya en la cubeta (Marifranca). La primera etapa de evolución de los ríos principales viene definida por su movilidad previa al encajamiento en las diferentes cuencas, que no sería coetáneo en todas ellas. La configuración del drenaje está, en gran parte, determinada por su capacidad de organizarse dentro de las depresiones que es donde los cursos de agua tienen facilidad de migración y movilidad, pero también de la dificultad de salir de ellas una vez comenzado el encajamiento. Los restos de depósitos aflorantes permiten definir una secuencia de superficies regionales y reconstruir la evolución de las etapas de su

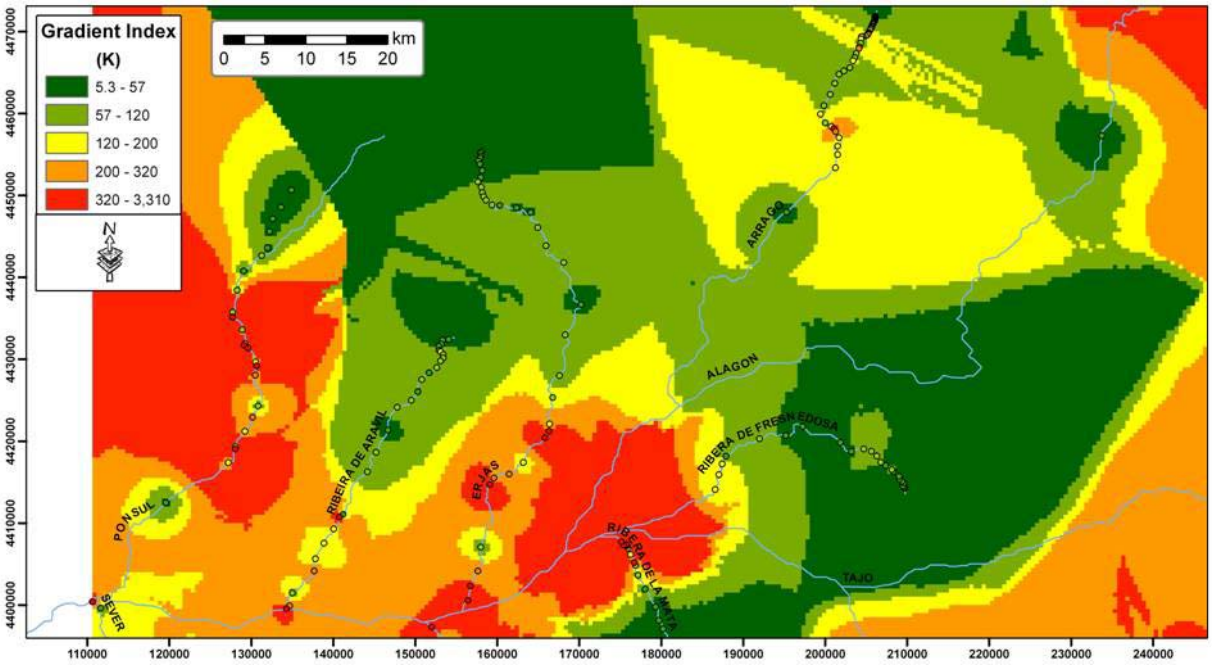


Fig. 2. Mapa de GI interpolados donde se aprecian depresiones de Coria y Moraleja.
Fig. 2. GI interpolated map where Coria and Moraleja depressions are depicted

desmantelamiento desde el Terciario como se expone a continuación. Se interpretan como restos de la *superficie culminante terciaria*, algunos cerros residuales que se presentan como mesas aisladas (Marifranca, 445m) tanto sobre la superficie de piedemonte como asociados a los bordes de la depresión de Coria. Esta unidad terciaria a techo presenta las características de la raña y está bien representada hacia el Oeste, en la fosa de Moraleja-Pónsul (Sequeira et al., 1999) y al Sur de las alineaciones de Cuarcita (Cerro de la Brama, 390m). La actual superficie de piedemonte, aunque degradada, se corresponde en la depresión de Coria con un nivel de cuerdas aterrazadas (350-370m) constituidas por cerros que se alinean formando la divisoria hídrica los ríos Alagón, Grande y Jerte. Sus cotas se prolongan enrasando al N con el piedemonte por lo que se consideran restos de la *superficie de enrasamiento piedemonte–depresiones.* En la depresión de Moraleja apenas se ha producido el vaciado de la cubeta y su superficie profusamente retocada por aluvionamientos cuaternarios enrasa por S y por el E con el zócalo. A partir del momento en que los ríos comienzan el encajamiento de la depresión son ya capaces de ensanchar su valle y formar terrazas. Pero un rasgo singular de la depresión de Coria es la presencia de extensos replanos desarrollados por retrabajamiento fluvial sobre los sedimentos terciarios y que se interpreta como resultado de un largo periodo de reorganización de la red de drenaje (Garzón et al., 2014). Esta *superficie intraterrazas* se desarrolla a una altitud entorno a los 300 m indicando la etapa de divagación de los cursos coincidente con el momento en que el río Alagón genera su brusco giro hacia el O La causa de estos replanos puede atribuirse a dos causas: la presencia del *umbral de Torrejoncillo* o la posible captura del *paleovalle del Fresnedoso*. En el centro de la depresión de Coria con dirección E-O se eleva un bloque de zócalo el *umbral de Torrejoncillo* (400 m) cuya exhumación habría representado un obstáculo resistivo en el encajamiento de los ríos procedente del N. Ello forzaría al Alagón a bordearlo generando su salida de la cubeta al SO donde se encaja de nuevo sobre el zócalo. Durante esa etapa de indefinición del drenaje se generaría la *superficie intraterrazas*. Por otra parte, esta cota de 300m coincide aproximadamente con otra salida de la cuenca hacia el Sur, a través del amplio valle, ahora abandonado, el *paleovalle del Fresnedoso*. Este paleovalle tiene su salida a través de *cluses* cortadas en los relieves apalachianos. Los sedimentos terciarios de la fosa de Coria sobrepasan esos relieves extendiéndose hacia

la penillanura al Sur. Parece evidente que este paleovalle se corresponde con una arteria previa de desagüe N-S, que correspondería con el eje Jerte- Fresnedoso al E de la cuenca.

4. DISCUSION

La evolución y jerarquiazación de la red no puede entenderse como un proceso lineal de erosión remontante a favor del río dominante, si no como un relevo y substitución de unos tramos que van perdiendo su importancia a favor de otros cauces que pasan a cobrar preponderancia. En el caso actual del Alagón, en la depresión de Coria éste río solo genera sus terrazas por debajo de la *superficie intraterrazas*. Esto supone que anteriormente aún no estaba organizado como tal. Posiblemente su cauce previo discurriera pegado al borde N de la depresión de Coria coincidiendo con el actual Arroyo Grande. De hecho, este cauce tiene un amplio valle, sobredimensionado para su caudal actual y un extenso sistema de terrazas mal conservadas por encima de la *superficie intraterrazas*. Al contrario que el Alagón, el tramo Norte del Jerte si presenta una sucesión de terrazas completa. En este proceso evolutivo, jugaría un papel fundamental la elevación del *umbral de Torrejoncillo*, como un paleorelieve de morfología suavemente alomado que indica una exhumación antigua que sería asociable a la etapa de la *superficie intraterrazas*. Aunque la evolución hacia la configuración actual del drenaje se podría explicar por capturas sucesivas hacia el Este, la morfología del drenaje en planta junto con el marcado control tectónico en ríos y depresiones, no excluyen cierta actividad tectónica relativamente reciente. La configuración de las fosas puede considerarse preraña y estos depósitos indican una etapa de reactivación considerable de los relieves. El arqueamiento en planta de ciertos cursos de agua parece señalar la actividad, con posterioridad a ese evento, de fallas como la de Plasencia y más concretamente su paralela, la de Béjar, que de hecho, aparece cabalgando a la propia raña. Por otro lado, el umbral de zócalo que define la divisoria entre las depresiones de Coria y de Moraleja, presenta así mismo, indicios de elevación a favor de la falla del Árrago, con un marcado codo y su desvío al O.

5. CONCLUSIONES

Los índices del drenaje permiten interpretar aspectos significativos dentro de esta compleja integración fluvial y su adaptación a largo plazo a la morfotectónica imperante. Los ríos que son competentes para superar por erosión los umbrales rocosos que limitan las depresiones consiguen reactivar el desagüe de esas cuencas y se convierten en el cauce dominante, pero hay que descartar el concepto de acción remontante homogénea y continua, a favor de un retroceso intermitente y por relevo sucesivo de los cauces maestros.

El proceso de integración de la red de drenaje del río Alagón, puede haberse producido bien paulatinamente, por el proceso de relevo gradual de afluentes a medida que se produce la erosión remontante dentro de la depresión de Coria y el curso principal se desplaza hacia el Este. Pero otra posibilidad es que existieran dos cursos previos, uno sería el Alagón más hacia el O y otra arteria, el eje del Jerte-Fresnedoso, siguiendo la falla de Béjar y desaguando hacia el Sur a través del actual Fresnedoso. Probablemente ambas opciones sean compatibles y no se excluye un control tectónico relativamente más reciente que pueda influir en la acomodación de la red**.**

Agradecimientos

Agradecemos las correcciones del revisor y la financiación del Proyecto MCI CGL2011-238579.

REFERENCIAS

Bascones, L., M. Herrero, D. y Corretgé, G. 1987. Hoja Geológica Magna 1:50.000 nº 621. Coria. IGME

Bascones, L. y M. Herrero, D. 1987. Hoja Geológica Magna 1:50.000 nº 622. Torrejoncillo. IGME

Garzón, G; Tejero, R; Ortega, J. A. y Garrote, J. 2012. Incisión y desarrollo de la red fluvial sobre substrato rocoso. Morfología tectónica en el interfluvio Tajo–Guadiana. XII Reunión Nacional de Geomorfología. Santander.

Garzón, G; Fernández, P. y Tejero, R. 2014. Las terrazas fluviales de la depresión cenozoica de Coria (Cáceres). Primeras dataciones por termoluminiscencia. XIII Reunión Nacional de Geomorfología. Cáceres (en este volumen)

Sequeira, A.J., Cunha, P.P. y Ribeiro, M.L. 1999. Carta Geológica de Portugal, Folha 25-B. Salvatierra do Extremo.

TECTÓNICA RECIENTE Y GRANDES AVALANCHAS CALCÁREAS EN EL ARCO EXTERNO DE LA SIERRA DE LA SOBIA (ZONA CANTÁBRICA, RAMA NORTE DEL VARÍSCO IBÉRICO)

Recent tectonic and large calcareous rock avalanches in the outer arc of the Sierra de la Sobia (Cantabrian Zone, Northern of the Variscan Iberian)

R. Menéndez-Duarte[1] y F. J. Fernández[1]

1 Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Jesús Arias de Velasco sn, 33005 España
rosana@indurot.uniovi.es

Abstract: A fault-damage zone belonging to western Sobia Range, parallel to the main trace of the León Line, has been mapped. Fractures across the limestone rock-mass are distributed according to sequential movements of conjugate systems. Their orientations are changing by the effect of the Sobia Nappe structure (Cantabrian Zone, NW Iberian massif) in the stress field distribution. Higher stresses are located in two different zones where the main fault attitude changes. Locally, the León hanging wall is formed by the Teverga coal basin, which is out sequence thrusting toward the NE. Both zones have several rock-avalanche deposits with planimetric surfaces reach 0.5 km^2. Rock-fault process has produced changes in the fluvial network. Moreover, the development of avalanche scarps and other minor structures are consistent with the recurrence of rock-avalanches and rock-fall. Some of the late movements triggered recent rock fall over a small rural town, and reactivated the fracture system strike N090ºE as right lateral faults.

Palabras clave: avalanchas de rocas; tectónica-relieve; Falla de León; Arco Ibero-Armoricano.
Key words: rock-fall avalanches; morphotectonics; León Line; Ibero-Armorican Arc.

1. INTRODUCCIÓN

Las avalanchas de rocas de grandes dimensiones han sido frecuentemente relacionadas con zonas tectónicamente activas, áreas con sismicidad y/o con la acumulación de esfuerzos diferenciales en la roca y la disposición favorable de las discontinuidades del macizo rocoso (Dunning et al, 2007; Hermanns y Schellenberger, 2008; Antinao et al, 2009; Penna et al, 2011; Fasani et al 2014).
En este trabajo, se presentan evidencias estructurales y geomorfológicas que relacionan las grandes avalanchas calcáreas de la Sierra de la Sobia (Cordillera Cantábrica) con la actividad neo-tectónica de la Falla de León (De Sitter, 1962; Marcos, 1968; Alonso et al, 2009) y con los sistemas de fracturas asociados en su borde occidental.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La Sierra de la Sobia (SS) es un relieve fundamentalmente calcáreo y de geometría arqueada, que se localiza en el extremo occidental de la Zona Cantábrica (Rama Norte del Macizo Ibérico) (Fig.1).

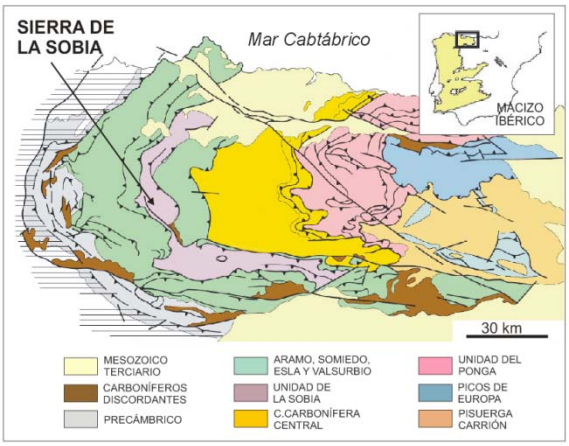


Fig. 1. Localización de la Sierra de la Sobia en la Zona Cantábrica (Macizo Ibérico) basado en Julivert (1971)
Fig. 1. Location of the 'Sierra de la Sobia' in the Cantabrian Zone (Iberian Masif) based on Julivert (1971)

Las rocas del substrato que forman el relieve más elevado de la SS son calcáreas, y pertenecen al grupo Caliza de Montaña

(Formación Barcaliente) y la Caliza Griotte, ambas de edad Carbonífero inferior y a la Formación Candamo, del Devónico superior. Este conjunto da una potente serie de calizas tableadas de unos 1000 m de espesor. Por debajo en la serie estratigráfica, alternan formaciones calcáreas y siliciclásticas de edades comprendidas entre el Cámbrico superior y el Devónico. Por encima se disponen materiales terrígenos sin-orogénicos, de edades Wesfaliense y Estefaniense, claramente discordantes con el resto de serie Paleozoica.

La geometría arqueada de la sierra se debe a su localización en el arco externo de la Zona Cantábrica. Esta Zona dibuja a su vez el arco interno de la estructura conocida a escala orogénica como Arco Ibero-Armoricano (Lefort, 1989). La estructura del basamento de la sierra es Varísca y se conoce como el Manto de la Sobia. Se trata de un manto plegado por un sinforme al O y un antiforme hacia el E. El flanco occidental del sinforme de la sierra está cortado por la Falla de León, cuyo trazado coincide con las zonas donde se localizan las avalanchas rocosas (Fig. 2).

El rango de altitudes de la sierra varía entre los 500 y los 1700 m. La parte superior, por encima de los 1500 m, es una plataforma cárstica con extensos campos de dolinas y suaves pendientes, mientras que entre los 500 y 1500 m predominan las laderas con fuerte pendiente, donde existen tramos con escarpes calcáreos verticales. La red de drenaje está condicionada por la estructura y las discontinuidades del basamento y en algunas zonas existen profundos cañones fluviales en los márgenes de la sierra.

3. LA ESTRUCTURA

En los sectores oriental y central de la Cordillera Cantábrica la Falla de León tiene un trazado EO, paralelo al borde S de la Zona Cantábrica, a lo largo de más de 100 km. La cinemática de la falla indica un desplazamiento del bloque meridional hacia el NE. En la zona occidental de la Cordillera Cantábrica, en las proximidades del área de estudio, la traza de la falla rota paralela al Arco Ibero-Armoricano y se divide en tres sistemas de fallas que cortan y bordean el Manto de la Sobia por el S (Alonso et al., 2009).

La traza central de la falla transcurre pegada a la SS a lo largo de más de 10 km, siguiendo su margen OSO. El movimiento de los tres bloques en que se divide la Falla de León en esta zona, produce el cabalgamiento en fuera de secuencia entre los terrígenos sin-orogénicos, de edades Wesfaliense y Estefaniense descritos, y sobre las calizas del Devónico superior y Carbonífero inferior que constituyen el relieve de la sierra.

Estas calizas presentan una fracturación que aumenta en densidad hacia la vertiente occidental de la sierra y que está condicionada por la orientación de la traza de la falla respecto a la estructura del sinforme de la Sobia. La distribución de la densidad de fracturación permite identificar dos sectores de intensa fracturación: 1) el sector Carrea-Entrago, donde se localizan las mayores avalanchas de rocas, y 2) el sector de Villa de Sub-Fresneo, donde la traza de la falla varía su rumbo.

En el sector Carrea-Entrago la traza central tiene rumbo NO y los sistemas conjugados de fracturas son consistentes con una orientación del máximo esfuerzo compresivo hacia el NE, lo que produce el re-apretamiento de la geometría en arco de la sierra. El sistema de esfuerzos asociado a este re-apretamiento favorece el desarrollo de avalanchas.

En el sector Villa de Sub-Fresneo, la rama central de la Falla corta perpendicularmente el sinforme de la Sobia. La disposición de las fracturas sobre en este sector es consistente con una dirección del máximo esfuerzo compresivo hacia el N desarrollando dos sistemas conjugados de fracturas, en los que las fracturas de dirección NO rotan a dirección N, haciéndose paralelas a la traza central de la falla, mientras que el sistema de fracturas NE tiene menor continuidad.

4. LAS AVALANCHAS DE ROCAS

Por debajo de los escarpes rocosos calcáreos, en los frentes O y S de la Sierra de la Sobia, las laderas están en gran parte recubiertas de depósitos de avalanchas de rocas; se trata de depósitos compuestos casi exclusivamente por calizas, con textura caótica, fuertemente heterométricos y con bajos contenidos en matriz. En el depósito predominan los clastos de dimensiones métricas, correspondientes a bloques calcáreos angulosos y frecuentemente

se reconocen fragmentos rocosos de grandes dimensiones, llegando a las decenas de m^3. En muchos casos se reconocen varias lenguas de depósito superpuestas, lo que sugiere el carácter recurrente del proceso. Aisladamente también aparecen fragmentos desprendidos del escarpe, que han sufrido poco transporte y con tamaños mayores que alcanzan los 500 m^3.

De acuerdo con la morfología de las avalanchas rocosas y la gran cantidad de masa de roca implicada en cada una de ellas, pueden ser consideradas como eventos catastróficos y esporádicos de desprendimiento rocoso, si bien a larga escala temporal son el proceso principal de evolución de las laderas estudiadas.

4.1. El sector Carrea-Entrago

La ladera occidental de la Sierra discurre paralela a la traza de la falla y es un escarpe calcáreo sub-vertical que sobrepasa los 200 m de altura y se orienta hacia el SO a lo largo de más de 10 km. La traza de la falla es paralela al rumbo de las capas sub-verticales de caliza tableada. Además, el escarpe está fracturado siguiendo dos sistemas sub-verticales de rumbos N010ºE y N090ºE.

En todo el escarpe se reconocen zonas de fractura y, al pie, grandes depósitos de avalanchas rocosas. La distribución del relieve en esta ladera presenta tramos superiores de roquedo calcáreo, con valores medios de pendiente superiores a 45º y presencia de escarpes casi verticales, y por debajo, las áreas de depósito, de morfología irregular y con valores de pendientes entre 15 y 20º. Parte de los depósitos de avalancha rocosa están actualmente recubiertos por vegetación, evidenciando su antigüedad, mientras que otros son claramente más modernos y corresponden a depósitos desnudos con clastos muy angulosos.

En la figura 2 se muestra un fragmento de la cartografía geomorfológica que ilustra esta situación. La localidad de Entrago (en la parte baja del depósito marcado como 1) se asienta sobre un depósito de antiguas avalanchas y por encima se reconocen al menos otras dos avalanchas rocosas posteriores.

La configuración de los escarpes de las avalanchas mayores en todo este sector es similar al mostrado en la figura 2, lo que sugiere un mismo patrón de rotura activándose secuencialmente primero las fracturas N10E con desplazamiento dextro-horizontal y después las fracturas N90E con la misma cinemática.

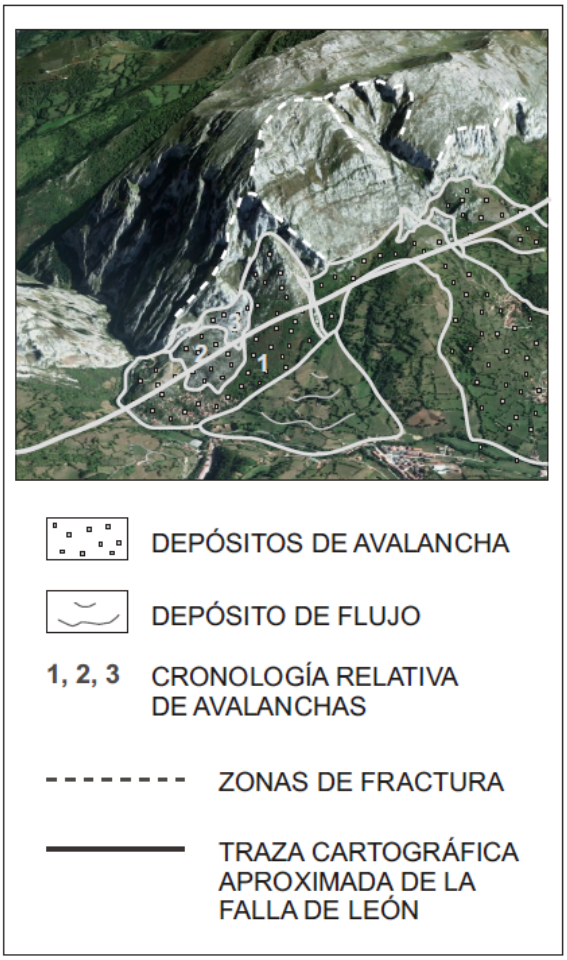


Fig. 2. Depósitos de ladera y principales zonas de desprendimiento rocoso en el margen NE de la Sierra de la Sobia. Sobre la ladera se ha marcado el trazo cartográfico aproximado de la Falla de León.

Fig. 2. Slope deposits and major areas of rocky evolution in the NE margin of the Sierra de la Sobia. Approximate cartographic trace of Leon Fault is marked on the hillside.

4.2. El sector Villa de Sub-Fresneo

Este sector incluye todo el borde meridional de la Sierra de la Sobia y presenta una mayor complejidad estructural debido a un cambio de rumbo de la Falla de León.

En la zona de fracturación del borde S (Villa de Sub) la estratificación se dispone oblicua a la traza principal de la falla, lo que produce una rotación en el sistema conjugado de fracturas (de rumbos N025ºE y N160ºE) que sugiere una disposición del máximo esfuerzo compresivo hacia el N.

En este escarpe sur se reconocen tres grandes avalanchas, dos de los depósitos tienen forma

cónica y evidencian al menos tres episodios catastróficos. La aparentemente más reciente de ellas se localiza directamente sobre el pueblo de Villa de Sub (Figura 3).



Fig. 3. Avalancha de rocas localizada sobre la población de Villa de Sub, en la zona sur de la Sierra de la Sobia
Fig. 3. Villa de Sub rock avalanche, S margin of the Sierra de la Sobia.

En la avalancha de Villa de Sub el último evento catastrófico es anterior a las construcciones más antiguas del pueblo, pero se siguen registrando desprendimientos de bloques de grandes dimensiones. La ausencia de un registro sísmico completo no facilita establecer relaciones entre los sistemas de fallas activas y las avalanchas, si bien, la reciente instalación de geófonos ha registrado una coincidencia temporal en Enero de 2004 de baja intensidad, en el que se produjo un desprendimiento rocoso de unos 15 m^3 que llegó a la población de Villa de Sub.

Agradecimientos
Este trabajo ha sido financiado con los proyectos CLG2010-14890 y CGL2011-23628/BTE de la Secretaría de Estado para la Investigación, Desarrollo e Innovación

REFERENCIAS

Alonso, J.L., Marcos, A., Suárez, A. 2009. Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc. Geologica Acta, 7(4), 451-473.

Antinao, J.L., Gosse, J. 2009. Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32–34.5°S): Tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution. Geomorphology 104(3-4), 117-133.

De Sitter, L.U. 1962. The structure of the Southern slope of the Cantabrian Mountains. Leidse. Geol. Meded. 26, 255-264.

Dunning S.A., Mitchell, W.A., Rosser, N.J., Petley, D.N. 2007. The Hattian Bala rock avalanche and associated landslides triggered by the Kashmir Earthquake of 8 October 2005. Engineering Geology 93 (2007) 130–144.

Fasani, G. Bianchi, Di Luzio, E., Esposito, C., Evans, S.G., Mugnozza, Scarascia G., 2014. Quaternary, Catastrophic Rock Avalanches in the Central Apennines (ITALY): Relationships with Inherited Tectonic Features, Gravity- Driven Deformations and the Geodynamic Frame. Geomorphology,doi:10.1016/j.geomorph.2013.12.027.

Hermanns, R.L., Schellenberger, A. 2008. Quaternary tephrochronology helps define conditioning factors and triggering mechanisms of rock avalanches in NW Argentina. Quaternary International 178(1), 261-275.

Julivert, M. 1971 Décollement tectonics in the Hercyniean cordillera of NW Spain. American Journal of Science, 270, 1-29.

Lefort, J.P. 1989. Basement Correlation across the North Atlantic. Belin, Spriger-Verlag, 148 pp.

Marcos, A. 1968. Nota sobre el significado de la Leon line. Breviora Geol. Astúrica, 12(3), 1-5.

Penna, I.M., Hermanns, R.L., Niedermann, S., Folgueral A., 2011. Multiple slope failures associated with neotectonic activity in the Southern Central Andes (37°–37°30′S), Patagonia, Argentina. Bullettin of the Geological society of America 123(9-10), 1880-1895.

.

ENTALLADURAS FLUVIALES EN EXTREMADURA: RIBEROS, VALLES DISECTADOS, TAJOS Y CAÑONES

Bedrock incised rivers in Extremadura: Riberos, dissected valleys, tajos and canyons.

P. Muñoz Barco[1], E. Martínez Flores, [1] y M.G, Garzón Heydt [2]

[1]DGMA. Junta de Extremadura. Avda. Luis Ramallo, s/n, 06800 Mérida , pedro.munoz@gobex.es
[2] Dpto. Geodinámica. Fac. Geologícas. UCM. J.Antonio Novais 2. 28040 Madrid.

Abstract: Bedrock incised rivers in Extremadura have extraordinary importance and offer diverse morphologies that determine unique ecosystems of great beauty and natural wealth. Different models of entrenched river valleys are defined depending on lithology, slopes and stream power. As river slope will be conditioned by its base level, rivers will play with their valley width/depth ratio and shape their valleys in order to achieve larger geomorphic efficiency.

Palabras clave: Ríos en roca, incisión fluvial, cañones, patrimonio geológico, Extremadura
Key words: Incised valleys, bedrock rivers, canyon, geomorphologic heritage, Extremadura

1. INTRODUCCIÓN

Todos los elementos del paisaje extremeño se gestan a partir de una gran planicie, la actual penillanura, un extenso aplanamiento que a su vez se ondula y fragmenta transversalmente generando elevaciones y depresiones orientadas según un eje este-oeste (Garzón, 2010).
Así, Extremadura queda enmarcada entre las elevaciones del Sistema Central por el Norte y Sierra Morena y en su centro el eje Villuercas-San Pedro, divisoria de las cuencas del Tajo y Guadiana. Estos sistemas montañosos delimitan una extensa superficie de aplanamiento, la denominada penillanura, que representa la mayor parte del territorio. Esta, aparentemente monótona planicie, se ve regularmente interrumpida por una abrupta red de ríos encajados que determina una singular topografía de formas que podrían denominarse de "vaciado".



Fig. 1. Riberos del Salor y biodiversidad
Salor River entrenchment "Riberos"

Su variada tipología, características específicas y valor paisajístico las hacen dignas de consideración como patrimonio geomorfológico, soporte esencial para la biodiversidad y georecurso (Muñoz et al., 2013; Fig.1).

2. IMPRONTA GEOMORFOLÓGICA

El territorio extremeño se desarrolla sobre las zonas tectonoestratigráficas Centro Ibérica y Ossa-Morena del Macizo Ibérico. Materiales precámbricos, integran el Complejo Esquisto Grauváquico, formado por una alternancia de lutitas y grauvacas en la Zona Centro Ibérica y por rocas como gneises, areniscas, conglomerados, calizas, volcanitas, etc., en la Zona de Ossa-Morena. Rocas ígneas engloban los afloramientos graníticos distribuidos por toda la región. Otro grupo de rocas del Paleozoico, está definido por cuarcitas y pizarras con intercalaciones de areniscas y calizas principalmente que favorecen los relieves erosivos diferenciales de tipo apalachiano que interrumpen con alineaciones de Sierras las penillanuras granítica y del esquisto-grauváquico. Aisladas sobre estas planicies, pequeñas depresiones preservan restos de los depósitos cenozoicos de las dos cuencas principales, las de los ríos Tajo y Guadiana. Excepcionalmente, algunos otros ríos

vierten a las cuencas del Guadalquivir y Duero.
Los valles fluviales que originan los principales ríos de Extremadura, presentan una tipología muy diversa, condicionada en parte por los distintos sustratos rocosos pero en gran parte por el dominio de la penillanura que condiciona la forma en la que estos ríos han ido labrando los profundos valles que se agrupan en este trabajo como entalladuras fluviales.

3. ENTALLADURAS FLUVIALES

Según su definición genérica, valle es un término generalizado para referir cualquier terreno con fondo diverso, más o menos plano o cóncavo, formando un corredor lineal confinado entre elevaciones. Pero frente a los valles habitualmente definidos por laderas entre alineaciones montañosas, las entalladuras fluviales que caracterizan el Macizo Ibérico son generalmente formas que podríamos denominar de huecograbado y que entrarían dentro de la categoría de ríos en roca (Ortega y Durán 2010). Esta tipología de valles de incisión en roca resistente desarrollan morfologías de vaciado respecto a una superficie preexistente. La resultante "inversión" del relieve se ve reflejada, también, desde el punto de vista ecosistémico. Al contrario de lo habitual en relieves de montaña, en estas "morfologías negativas", las solanas se presentan en las laderas norte mientras que las umbrías conforman las laderas sur. Su término más genérico es el de "riberos", que es el que se recoge en Extremadura y que podría asimilarse al de "arribes" en la penillanura de la meseta norte. Se trata de unos valles en V, profundamente encajados y con un fondo muy estrecho, apenas representado por el lecho del río. De ahí que toda la ladera se constituya en sí misma como la propia "ribera fluvial", confiriéndoles su denominación. Estos riberos corresponden a cursos fluviales de orden y magnitud muy diversos, desde insignificantes arroyos que nacen sobre la propia penillanura sin apenas cabecera, a auténticos ríos de caudal permanente, de gran longitud y cabeceras en elevaciones montañosas.
En un primer intento de analizar y valorar el significado de estas formas trascendentales en la interpretación del relieve extremeño, planteamos una propuesta de clasificación que pueda ayudar a entender su morfología. Hemos subdividido para ello unos tipos básicos que consideramos presentan características diferenciadoras: riberos s.s, valles de disección, tajos y cañones.

3.1. Riberos

Los riberos s.s. son entalladuras fluviales con forma de V, generalmente profundas, caracterizadas por fondo de trazado sinuoso que se refleja en laderas tortuosas e intrincadas que definen sobre la penillanura unas márgenes de incisión alabeadas. Pueden presentar una longitud de decenas de km, como el rio Salor (Fig.1), aunque también hay riberos muy localizados, de escaso recorrido, en pequeños arroyos como el Arroyo de los Sestiles (Fig. 2), o formando tramos de ríos mayores, como el caso de los ríos Guadiloba, Tamuja, Tozo, Alcarrache y Friega Muñoz.



Fig. 2. Riberos del Ayo. Sestiles
Sestiles Stream entrenchment "Riberos"

Estos riberos están limitados, en buena parte de su recorrido, por laderas de gran pendiente, en ocasiones recubiertas de derrubios y canchales, aunque dominan las formas erosivas dada su pendiente, que suele superar los 25º, por lo que prevalecen los procesos de transporte aunque limitados por la capacidad de meteorización dadas las condiciones de semiaridez. Los fondos del valle presentan un trazado tortuoso y, en algunos, destacan los relieves residuales de los meandros encajados. La estructura geológica del substrato influye sobre la morfología de los cauces y el desarrollo de

meandros encajados, por lo general sobre rocas metasedimentarias, cuarcitas, pizarras, esquistos y grauvacas.

3.2. Valles de disección

La categoría que calificamos de valles, incluye valles disectados en la planicie, con carácter mas amplio y abierto, en el sentido de fondos de valle con llanuras aluviales ya constituidas y laderas mas suaves (menos de 25º). Aquí la penillanura es sustituida por alineaciones de lomas que separan entre sí los cursos de agua, sin que por ello se pierda su principal característica de marcada entalladura que se hunde súbitamente sobre la penillanura.
Un buen ejemplo es el valle del Ardila, la arteria principal que jerarquiza todos los arroyos que bajan de Sierra Morena conformando una sucesión de lomas y valles (Fig. 3).



Fig. 3. Valle del río Ardila
Ardila River valley

Otro destacado exponente es el río Matachel, con la característica común de que ambos se desarrollan en la Zona de Ossa-Morena que les aporta una mayor heterogeneidad litológica.

3.3. Tajos

La denominación de tajos se ha utilizado para entalladuras que simulan cortes bruscos y rectilíneos del terreno. Se trata de encajamientos de ríos y arroyos sobre la penillanura dando lugar a disecciones casi verticales de grandes dimensiones en profundidad y longitudes que superan decenas de km. Puede considerarse que la relación anchura/profundidad es menor que en los riberos, pero su magnitud es mucho mayor.El mejor ejemplo es el propio río Tajo, que cruza de este a oeste la provincia de Cáceres, en un estrecho valle apenas perceptible sobre la extensa llanura, hasta que uno no se asoma al borde de su escarpe (Fig. 4).



Fig. 4. Tajo del río Tajo, ahora represado
Impouded Tajo River entrenchment

Otros ejemplos similares están representados por sus afluentes, los ríos Almonte, Salor, Sever y Erjas. Si nos planteamos que es lo que presentan en común este tipo de entalladuras que se desarrollan y cortan ambientes geológicos muy diversos, el factor que aparece es su magnitud. Todos ellos se definen como ríos, con caudal importante y permanente y por tanto con la mayor capacidad geomórfica que le confiere su mayor potencia fluvial. Si bien es evidente que la gran linealidad de estos ríos se produce a favor de la fracturación preferente, este control es posible gracias a la alta potencia fluvial de estos cauces.

3.4. Cañones

Los cañones representan aquí entalladuras fluviales que dan lugar a morfologías muy estrechas de paredes verticalizadas (pueden sobrpasar los 40º). Generalmente son tramos de pocos kilometros y carácter rectilíneo y se asocian a un control litológico o por fracturación. Los cañones de Peñafiel (Fig. 5) y Segura en el río Erjas son estrechamientos del valle originados por la mayor resistencia de granitoides tipo tonalita. Para salvar estos relieves de resistencia el río desarrolla en su lecho marmitas erosivas de gran magnitud (Muñoz et al., 2014). Otro significativo cañón es el del río Jerte cuando abandona la falla de Plasencia en su captura hacia la

cuenca del Alagón. Otros ejemplos son el Arroyo de los Cabriles y el Desfiladero de Pedroso.



Fig. 5. Cañón de Peñafiel en el río Erjas
Peñafiel Canyon at Erjas River

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las entalladuras fluviales de Extremadura suponen una geomorfología singular. que unida a su extensa representatividad nos lleva a su catalogación y análisis de su significado. La aproximación a su clasificación se realiza a partir de la relación anchura/profundidad del valle, la pendiente de sus vertientes y la rectitud o sinuosidad de sus laderas. Valorando los factores condicionantes, se considera que si bien el control litológico puede ser significativo en ocasiones, son mucho mas relevantes la magnitud del curso de agua y su capacidad de incisión y evolución. La potencia fluvial está definida por el caudal, la pendiente y la relación anchura/profundidad. La magnitud determina el caudal, la pendiente vendrá condicionada por el nivel de base y ante estos dos condicionantes, al río solo le queda jugar con su anchura y profundidad para conseguir su máxima eficiencia morfológica.

A pesar de su extensión y grandiosidad, los riberos, en sentido amplio, son vulnerables frente a actuaciones antrópicas, los movimientos de tierras y taludes o modificación de procesos de erosión/depósito. Especialmente frágiles resultan frente a impactos visuales por su alto valor paisajístico, y tanto como georrecurso como por su biodiversidad (Ortega y Durán, 2010). Los riberos y demás entalladuras fluviales constituyen una singularidad morfológica excepcional y digna de preservación como base esencial de la geodiversidad, por su riqueza paisajística y su trascendental papel en la biodiversidad no solo a nivel extremeño, sino, también, continental. Como tal han sido recogidos en la propuesta de elementos geomorfológicos de Extremadura para la conservación del paisaje (Muñoz et al., 2014).

Agradecimientos

Financiado por el Proyecto MCI CGL2011-238579.
Agradecemos las mejoras del revisor anónimo y a Antonio Grajera por fotos y dibujo.

REFERENCIAS

Garzón Heydt, G. 2010. Geomorfología y paisaje extremeño. En: Muñoz Barco, p y Martínez Flores, E.(Cood.), Patrimonio Geológico de Extremadura: Geodiversidad y Lugares de Interés Geológico. Junta de Extremadura, Mérida, 71-95.

Muñoz Barco, P. y Martínez Flores, E. y Garzón, M.G. 2013. Lugares de interés geológico de Extremadura y la conservación del paisaje. Geogaceta 55 (ref. nueva)

Muñoz Barco, P. y Martínez Flores, E. y Garzón,M.G. 2014. Unidades geomorfológicas de Extremadura y su importancia en la conservación del paisaje. XIII Reunión Sociedad Española Geomorfología. Cáceres

Muñoz Barco, P., Rebollada Casado, E., de Tena Rey, MªT. Y Cubero San Miguel, J.J. 2014 . Catálogo de marmitas de gigante en Extremadura. XIII Reunión Nacional de la SEG. Cáceres

Ortega, J.A. y Duran, J.J. (eds.) 2010. Patrimonio geológico: Los ríos en roca de la Península Ibérica IGME, 497 pp.

ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS DE EXTREMADURA Y SU IMPORTANCIA EN LA CONSERVACIÓN DEL PAISAJE

Geomorphological Elements in Extremadura and their importance in landscape conservation

Pedro Muñoz Barco[1], Esperanza Martínez Flores[1] y Guillermina Garzón Heydt[2]

[1]DGMA. Junta de Extremadura. Avda. Luis Ramallo, s/n, 06800 Mérida. pedro.munoz@gobex.es
[2] Dpto. Geodinámica. Fac. Geologícas. UCM. J.Antonio Novais 2. 28040 Madrid

Abstract: To better understand and preserve the landscape in Extremadura the large geomorphic regions that characterize its relief have been defined and some representative examples were selected. Within these groups, smaller distinctive elements of the landscape have been identified that should be taken into account in environmental management.

Palabras clave: elementos geomorfológicos, conservación del paisaje, patrimonio geológico
Key words: geomorphic elements, landscape preservation, geological heritage

1. INTRODUCCIÓN

Hernández-Pacheco (1934) se refería al paisaje como la manifestación sintética de las condiciones geológicas y de las circunstancias fisiográficas. Es por tanto ese substrato geológico, manifestado a través de sus formas y procesos, el que imprime el carácter primario e idiosincrasia a un territorio. Esta percepción geológico-geomorfológica del paisaje sigue siendo una herramienta de base en los estudios del territorio.

En la actualidad, la noción clásica de paisaje ha sufrido un cambio sustancial pasando de constituir el trasfondo estético de la actividad humana al concepto del paisaje como recurso y patrimonio cultural del hombre (Escribano et el., 1991). Esta idea conlleva la necesidad del análisis, valoración y protección de todos aquellos aspectos que lo definen y por tanto su componente geomorfológica constituye uno de los grandes rasgos del paisaje extremeño. Sobre esta trama se integra el papel de la geodiversidad que bien como grandes conjuntos del relieve o como unidades menores conforman el elemento estructural del patrimonio natural de Extremadura.

Recientemente se ha realizado un trabajo de cartografía geomorfológica como base del mapa de síntesis del paisaje en Extremadura (Tejedor et al. 2014, presentado en esta reunión). El substrato geológico como elemento primario del territorio constituye la base sobre la cual se asientan los demás componentes del medio, especialmente la vegetación y es la percepción del paisaje la que adquiere importancia en función de sus componentes de rareza y singularidad así como por su visibilidad y capacidad escénica Escribano y Aramburu (2000).

La preservación del paisaje es esencial para la conservación del patrimonio natural y geomorfológico pero no solo como conservación de puntos geológicos singulares sino como paisaje que auna los otros componentes y es apreciado no solo por sus valores geológicos intrinsecos sino por el valor de su percepción como elemento primario que subyace y define el entorno. Para la comprensión y conservación del paisaje extremeño se han definido los grandes conjuntos que caracterizan su relieve y seleccionando algunos ejemplos representativos (Muñoz et al., 2014). Dentro de estos grandes conjuntos se han identificado unidades menores como elementos distintivos del paisaje a tener en cuenta en la gestion del territorio.

2. LOS RASGOS GEOLÓGICOS PRIMARIOS

El rasgo dominante del paisaje extremeño es su extensa penillanura adehesada, a partir de la cual se han gestado el resto de elementos que configuran el modelado. La ondulación y fragmentación de esta amplia planicie genera

macizos montañosos, sierras y depresiones que, unidas a las abruptas entalladuras fluviales que las disectan, determinan los cuatro conjuntos primarios que definen el paisaje extremeño. Las planicies están extensamente representadas por las penillanuras de la Serena y la Trujillano-Cacereña. Su evolucionado modelado se singulariza por los *dientes de perro esquisto-grauváquicos* y los extensos *berrocales graníticos* (Monumento Natural de Los Barruecos). En estas planicies se intercalan manchas del Terciario que destacan por la identidad de sus suelos rojos y con *caleños*, (Tierra de Barros y Llanos de Olivenza). La Raña, como formación peninsular característica, ofrece buenos ejemplos al pie de las sierras de San Pedro y Villuercas.

Conjuntos montañosos robustos, como las estribaciones meridionales del Sistema Central y el macizo de Villuercas, contrastan con las alineaciones de Sierras, conformadas en relieves apalachianos por los grandes repliegues variscos, que cruzan transversalmente las llanuras.

La penillanura se interrumpe, además, por depresiones residuales de las cuencas terciarias del Tajo (Coria) y Guadiana (Vegas Altas y Bajas). Estas cubetas tectónicas, ya casi vaciadas de sus sedimentos, reflejan límpidamente las fallas de borde exhumadas y algunos cerros testigos variscos que se elevan sobre su fondo.

Finalmente, la penillanura queda disectada por algunos ríos que se encajan profundamente formando entalladuras de gran belleza y riqueza natural, como los riberos que diseñan los afluentes del Tajo y los valles encajados del Bajo Guadiana.

3. ELEMENTOS DISTINTIVOS DEL PAISAJE

Dentro de estos cuatro conjuntos primarios se encuadran unidades menores como elementos distintivos del paisaje, especialmente relevantes y singulares (Tabla1).

Sobre la penillanura se alzan serranías menores, bien alineadas, o como sierras aisladas o Montes isla emblemáticos (los cerros Carija en Mérida, San Cristóbal en Logrosán o Masatrigo sobre el embalse de la Serena). Algunos de ellos marcan hitos escénicos y otros constituyen perfectos miradores para entender el paisaje geológico (peñas-castillo como las de Monfragüe, Puebla de Alcocer, Herrera del Duque o el Risco de la Villuerca).

Un elemento primordial del paisaje extremeño son los puertos y portillas esculpidos en las cresterías rocosas por ríos que en algunos casos abandonaron después ese curso (puertos de las Herrerías, Tornavacas, de la Peña, en el Geoparque de Villuercas, y la portilla del Cíjara). Bordeando estas zonas más abruptas, algunas vertientes adquieren notoriedad por sus canchales, pedreras o *casqueras* (Sierra de Hornachos, las Sábanas y la Molinera en Villuercas). Otras veces forman extensos abanicos aluviales (gargantas de La Vera) o singulares conos de deyección colgados a media ladera (Valle del Ambroz).

El drenaje conforma diferentes valles en función de su dinámica y el substrato por el que discurren (valles, riberos, tajos y cañones) y en su reorganización para salvar los grandes desniveles serranos desarrolla saltos de agua de gran espectacularidad (Chorros de la Cervigona, de Ovejuela y la Cascada del Caozo). Los cursos torrenciales encajados, configuran formas de abrasión espectaculares como marmitas de gigante (los Pilones en la Reserva Natural de la Garganta de los Infiernos, el Rugidero en el Parque Natural de Cornalvo, el río Erjas en el Parque Natural del Tajo Internacional y el río Salor)

Por otra parte, a favor de suaves depresiones sobre planicies impermeables, como la raña, se han configurado humedales de gran importancia ecológica (La Albuera, Palancoso). Como elementos distintivos del paisaje extremeño hay que destacar, además, algunos modelados singulares como los berrrocales y lanchares que caracterizan la penillanura.

Excepcionales por su rareza pero, también, por su valor estético son las cuevas kársticas de Castañar de Ibor y Fuentes de León, junto con los circos y formas glaciares de la Sierra de Gredos.

Mención aparte precisa la alineación tectónica de la Falla de Plasencia, tan significativa en el paisaje actual, expresada en el Valle del Jerte y en el cañón de su captura fluvial, las estructuras *pull-appart* de Cañaveral o de Cabeza Araya, entre otros muchos enclaves de interés a lo largo de su trazado.

Debe incluirse, también, el factor antrópico en la definición de lugares de interés geológico

ELEVACIONES SINGULARES		CRESTERÍAS Y DIVISORIAS		VALLES FLUVIALES		TORRENTERAS		HUMEDALES Y VERTIENTES		MODELADOS SINGULARES		ELEMENTOS ANTRÓPICOS O DE INTERÉS CIENTÍFICO	
Cerros testigo	S. Cristóbal	Puertos	Las Herrerías	Morfo-logías	Río Tiétar	**Marmitas**	Los Pilones	**Lagunas**	Albuera	**Graníticos**	Los Barruecos	**Canteras**	El Calerizo de Cáceres
	Carija		Puerto-Túnel de Cañaveral		Terrazas del Guadiana		Río Salor		Palancoso		Batolito de Trujillo		Mármoles de Alconera
	Masa Trigo		Puertollano		Meandros hurdanos		El Rugidero		Murtales		Navalmoral de la Mata		Granitos de Quintana
	Sta. Cruz Sierra		Consolación		R. Friega Muñoz		Río Erjas		Tejadillo		Valcorchero		Pizarras de Villar del Rey
	Toril		Tornavacas		R.los Cabriles	**Saltos de agua**	Charca Bueyes	**Turberas**	Aguablanca		Valencia de Alcántara	**Minas**	Mina la Parrilla (Almoharín)
	Risco de La Villuerca		El Humilladero		R. Alcarrache		La Ventera		La Quebrada		El Canchal		Minas de Jálama
	Medellín		Miravete	Riberos	Berrocalejo		Chorrituelo y Ovejuela		Las Navas		Cabeza Araya		Mina la Jayona
Peñas - Castillo	Monfragüe		Carneros		Hinojal- Talaván		Miancera y El Ceño		Trampales de Valdesauce	**Kársticos**	Cueva de Castañar de Ibor		Mina Logrosán
	Puebla de Alcocer		Torrico de San Pedro		Garrovillas-Acehuche		Los Ángeles		La Garganta, La Serra		Cuevas de Fuentes de León		Mina Monchi
					Ayo. Sestiles		Las Chorreras		Teso de la Nava	**Glaciares**	La Serrá		Minería Oro Romana: Coria, Erjas, Valverde
	Montánchez	Portillas	Portilla del Cíjara		Guadamez		La Zambrana		Llanos de la Panera		La Angostura	**Termas**	Alange
	Trujillo												
	Hornachos		Puerto Peña		Guadiloba		Cervigona	**Canchales**	Villuercas		Gta. San Martín		Baños de Montemayor
	Herrera del Duque		Canchos de Ramiro		Monroy		El Caozo		Las Sábanas		Gta. del Infierno	**Yacimien-tos Paleon-tológicos**	El Membrillar
	Alburquerque		El Boquerón		Monfragüe		Los Escalerones		Hornachos	**Tectó-nicos**	Falla-dique de Plasencia		Los Santos de Maimona
	Alconchel		Estrecho de la Peña (Alía)	Cañones	Captura del Jerte		La Mora		La Molinera		Falla de Mérida		Alconera
	Santibañez Alto		Estrecho de Voldres					**Abanicos**	La Vera		Sinclinorio de Guadarranque	**Otros**	Fábrica de Vidrio Louriana
	S. Martín Trevejo		Apreturas del Almonte		Desembocadura del Matachel				Conos Ambroz		Sinclinorio de Herrera Duque		"Volcán" de El Gasco
	San Serván	Miradores	Lobón		Erjas	Gargan-tas	Garganta mayor				Barcarrota-Sierra de Alor		
							Garganta Nogaledas						
							Gargantas de la Vera						
	La Almenara		Ermita de Algeme		Herrera de Alcántara		Garganta de la Trucha				Sierra de Cáceres		

especial. Dentro de la minería o industria, destacan por su interés social las canteras (mármoles Alconera y granitos de Quintana), por el histórico la Mina Costanaza en Logrosán y la minería romana de oro (Coria-Sierra de Gata) y por el natural la Mina La Jayona (declarado Monumento Natural por la Junta de Extremadura). Por su carácter paleontológico subrayar El Membrillar (Helechosa de los Montes) y los yacimientos de Santos de Maimona y Alconera. Como zonas de protección especial, cabe destacar, así mismo, lugares de interés como las Termas de Alange y Baños de Montemayor y el denominado Volcán de El Gasco, en las Hurdes, declarado Lugar de Interés Científico.

4. CONCLUSIONES

La definición de los grandes conjuntos del relieve extremeño como unidades geomorfológicas completada por elementos distintivos del paisaje constituye una herramienta imprescindible para plantear la conservación del paisaje como elemento esencial del patrimonio natural y del patrimonio geológico como alternativa a la protección de puntos de interés geológico singulares.

El Convenio Europeo del Paisaje y la Ley de Calidad Ambiental de Extremadura que incluye un capítulo sobre protección del paisaje pueden significar herramientas que garanticen la protección del paisaje y del patrimonio geológico de Extremadura y su mantenimiento. Constituiría, así, un referente en la ordenación territorial y urbanística y en los distintos procesos de evaluación ambiental de planes y proyectos. Todos los puntos identificados deberían ser considerados en los estudios del medio físico y constituir un instrumento eficaz de preservación del paisaje extremeño, como representación de un *genuino paisaje peninsular que, si se exceptúa Portugal, no tiene equivalente en Europa* (Hernández-Pacheco, F., 1968).

La valoración y preservación de los aspectos geomorfológicos del paisaje como recurso quedan muchas veces relegados en los inventarios del patrimonio geológico. Si analizamos los listados de elementos a proteger, estos se refieren en su mayoría a puntos concretos de un interés científico muy especifico. Se descuida e ignora así una geología viva, una componente esencial del territorio, que puede afectar a extensas zonas sujetas a procesos activos geomorfológicos pero sobre todo antropogénicos capaces de producir mayores cambios en el paisaje que cualquier otro proceso geomórfico. ¿No constituyen un patrimonio geomorfológico enormemente frágil, y en estos momentos susceptible de daños irrecuperables, las riberas fluviales, los humedales y la alta montaña, entre tantas otros? Preservar esos paisajes como patrimonio es tambien conservar sus procesos, su funcionalidad y su biodiversidad.

REFERENCIAS

Council of Europe 2000. The European Landscape Convention. European Treaty Series, n.176.

Escribano,M., Frutos, M., Iglesias; Mataix, C. y Torreceilla, I. 1991. El paisaje. MOPT. 117p

Escribano, R. y Aramburu. M.P. 2000. Boletín Real Sociedad de Historia Natural (Geología), 96, 89-97.

Hernández-Pacheco, E 1934. El paisaje en general y las características del paisaje hispano. Real Academia Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Madrid, 64 p.

Hernández-Pacheco, F. 1968. Mapa geológico de España y Portugal. Falkplan. Paraninfo, Madrid.

Garzón Heydt, G. 2010. Geomorfología y paisajeextremeño. En: Muñoz Barco, p y Martínez Flores, E.(Cood.), Patrimonio Geológico de Extremadura: Geodiversidad y Lugares de Interés Geológico. Junta de Extremadura, Mérida, 71-95.

Muñoz Barco, P. , Martínez Flores,E. y Garzón Heydt,G. 2014. Patrimonio geológico de Extremandura y conservación del paisaje. Geogaceta 55.

Tejedor, M., De Francisco,C., Nyssen,S., López,R., Sánchez,P., Mateos,J.A., Garzón, G. y Martín, J.F. 2014. Cartografía Geomorfologica de síntesis como base para estudios de paisaje en Extremadura. XIII Reunión Nacional de la SEG. Cáceres

CRONOLOGÍA Y EVOLUCIÓN MORFOERUPTIVA DE LOS VOLCANES COLUMBA Y DE LAS CUEVAS: REVISIÓN Y NUEVAS APORTACIONES (SECTOR ORIENTAL DEL CAMPO DE CALATRAVA, CIUDAD REAL)

Chronology and morphoreruptive evolution of the Columba and Cuevas volcanoes: review and new contributions (Eastern sector of the Campo de Calatrava Volcanic Field, C. Real)

M. A. Poblete, J. Ruiz-Fernández, S. Beato, J. L. Marino, C. García y D. Gallinar

Departamento de Geografía. Universidad de Oviedo. Campus del Milán. Avda. Tte. Alfonso Martínez, s/n. 33011 Oviedo (Asturias), España. mpoblete@uniovi.

Abstract: The chronology and morphoeruptive evolution of the Columba and Cuevas volcanoes, located in the Eastern sector of the Campo de Calatrava Volcanic Field (Ciudad Real), are reviewed here. The methodology used is based on volcanostratigraphic analyses, geomorphological mapping and the applying radiocarbon (AMS) and optically stimulated luminescence (OSL) dating techniques. The results obtained using such techniques reveal a *post quem* age between 75,24+4,8 y 75,08+5,17 ka BP for the beginning of the activity at the Cuevas volcano, while Columba is a polygenic volcano formed from two eruptions. The first one occurs after 33,9+2.36 ka BP and the second after a long period of inactivity of 10,000 years during which a palaeosol originates has a maximum age of 14-13,5 cal ka BP and a minimum of 6,2+2.4 ka BP, namely between the Upper Pleistocene – Holocene, which is yet to be determined.

Palabras clave: Evolución morfoeruptiva, cronología, dataciones absolutas, paleosuelo volcánico, Campo de Calatrava.
Key words: Morphoeruptive evolution, chronology, absolute dating, volcanic palaeosol, Campo de Calatrava Volcanic Field.

1. INTRODUCCIÓN

Las investigaciones sobre las etapas volcánicas, las secuencias morfoeruptivas y las formas de relieve de los aparatos eruptivos en la Región Volcánica Central de España (Ciudad Real), y más concretamente en la zona del Campo de Calatrava, han experimentado un avance significativo en las últimas décadas del siglo XX (Ancochea, 1983; González 1992, 1997 y 2002; Poblete, 1991, 1994 y 1997). No obstante, han sido en los primeros años del presente siglo cuando algunos trabajos han puesto de manifiesto a través de evidencias geomorfológicas y análisis volcanoestratigráficos, el carácter poligénico de algunos edificios volcánicos de esta región, así como una edad más reciente para tales paroxismos, en concreto, entre el Pleistoceno medio y el Holoceno (Poblete y Ruiz, 2001, Poblete, 2002; Poblete y Ruiz, 2002, Poblete y Ruiz, 2007), e incluso del Holoceno medio para el volcán Columba según González et al. (2007 y 2010).

Los objetivos de esta investigación son, por tanto, averiguar las fases eruptivas acontecidas en la edificación de los aparatos volcánicos, la evolución eruptiva y la edad de dichas manifestaciones, a partir de dataciones absolutas.

2. ÁREA DE ESTUDIO

Los volcanes de Columba (38º45'N/3º46'W) y de las Cuevas (38º46'N/3º44'W) se hallan situados en el extremo oriental de la zona volcánica del Campo de Calatrava, entre los Montes de Toledo al Norte y Sierra Morena al Sur; concretamente en la subcuenca terciaria de Moral colmatada de sedimentos calcáreos y detríticos de edad neógena y cuaternaria, que alternan con pequeñas alineaciones de cuarcita armoricana, drenado todo el conjunto por el tramo medio del río Jabalón (Figura 1). En general, se trata de un volcanismo monogénico (Ancochea, 2004 y Herrero et al. 2012), en cuya génesis se habían distinguido dos grandes etapas: una entre 8,7 y 6,4 Ma y otra entre 3,7 y

0,7 Ma (Ancochea, 1983 y Gallardo et al. 2002).



Figura 1. Localización de la zona de estudio
Figure 1. Location of the study area.

3. METODOLOGÍA

La metodología empleada ha consistido en la elaboración de una cartografía geomorfológica a E. 1: 25.000 y en color, a partir del trabajo de campo y de la fotointerpretación; la realización de análisis morfoeruptivos y volcanoestratigráficos, así como la toma de muestras para efectuar dataciones absolutas. Cuatro de ellas mediante la técnica de OSL a depósitos fluviales del río Jabalón (con los que han interferido sendos volcanes), concretamente, a las terrazas +20 m (fosilizada por depósitos de oleada piroclástica húmeda expelidos por el volcán de las Cuevas), +15 m (relacionada volcanoestratigráficamente con la primera colada lávica del volcán Columba) y +9 m, la cual se deposita por encima de la última colada lávica emitida por el Columba (Figura 2 B). Las otras 4 dataciones han sido llevadas a cabo por el método del radiocarbono mediante AMS a materia orgánica situada a distintas profundidades en el paleosuelo del Columba, sito en el km 16,5 de la CM-413 (Figura 2A).

4. RESULTADOS

Los resultados obtenidos revelan una edad *post quem* entre 75,24±4,8 y 75,08±5,17 ka BP para el inicio de la actividad en el volcán de las Cuevas, por lo tanto las fases estromboliana, hidromagmática y finalmente efusiva que edifican este pequeño volcán monogénico acontecerían en el Pleistoceno Superior (MIS 3). Por el contrario, el Columba tiene una prolongada actividad volcánica que comienza después de 33,9±2,36 ka BP, a saber, en el Pleistoceno Superior (MIS 2) con una dinámica estromboliana, en la que se emite una amplia colada lávica que obtura el río Jabalón (relacionada con la T +15 m); seguida de un largo periodo de reposo en el que se forma un paleosuelo entre 24,9-23,2 cal ka BP y 14-13,5 cal ka BP (Tabla 1). Con posterioridad, se reactiva la dinámica con una breve pulsación hidromagmática a la que sigue la última fase estromboliana, durante la cual una de las coladas lávicas emitidas cruza y tapona de nuevo el río Jabalón; represándolo y forzando la deposición por encima de ella de la T +9 m, cuya edad es de 6,27±4,28 ka BP. Por tanto, el volcán Columba, pese a sus modestas dimensiones y sencillez morfológica (Figura 3), es un edificio poligénico pues se origina como consecuencia de dos erupciones claramente diferenciadas. La primera tiene lugar después de 33,9±2,36 ka BP y la segunda, tras una larga inactividad de 10.000 años, se sitúa entre una edad máxima de 14-13,5 cal ka BP y una mínima de 6,2±4,28 ka BP, es decir, entre el Pleistoceno Superior - Holoceno, aún por determinar. No obstante, González et al. (2007 y 2010) dataron mediante AMS dicho paleosuelo en una edad de 5,51 cal ka BP, lo cual conlleva que los materiales suprayacentes corresponderían a una fase eruptiva aún más reciente.

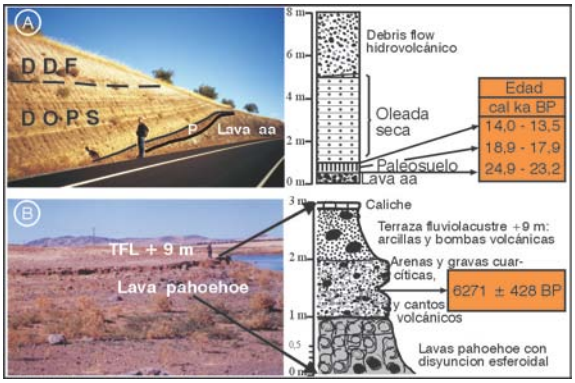


Figura 2. A) Trinchera de la CM-413 Aldea del Rey–Granátula de Calatrava, km 16,5. DDF= Depósitos de debris flow hidrovolcánico. DOPS= Depósitos de oleada piroclástica seca. P= Paleosuelo volcánico. B) Terraza fluviolacustre +9 m del río Jabalón fosilizando una colada lávica pahoehoe del volcán Columba. *Figure 2. A) Trench on CM-413 Aldea del Rey–Granátula de Calatrava, km 16,5. DDF=Hydrovolcanic debris flow deposits. DOPS= Dry pyroclastic surge deposits P= Volcanic palaeosol. B) The fluviolacustrine terrace +9 m of the Jabalon river fossilizes a pahoehoe lava flow from Columba volcano.*

Tabla 1. Dataciones absolutas efectuadas en la zona de estudio.
Table 1. Absolute dating carried out in the study area.

Ref. laboratorio	Forma/depósito	Material	Técnica	Edad		
				C^{14} BP	BP	Cal[2] BP 2σ
Poz-52166	Paleosuelo volc.	Materia orgánica	AMS	11980±110		13577-14113
Poz-52167	Paleosuelo volc.	Materia orgánica	AMS	11950±90		13580-14031
Poz-56641	Paleosuelo volc.	Materia orgánica	AMS	15290±220		17980-18902
Poz-56642	Paleosuelo volc.	Materia orgánica	AMS	20090±320		23281-24912
UA-24799[1]	Paleosuelo	Carbón veg./humus	AMS	6560±130		5724-5297
UA-33366[1]	Moldes vegetales	Carbón vegetal	AMS	6590±200		5900-5202
MAD-6205rBIN	T+15 m (Jabalón)	Arenas	OSL		33952±2367	
MAD-6210BIN	T+9 m (Jabalón)	Arenas	OSL		6271±428	
MAD-6313rBIN	T+20 m (Jabalón)	Arenas	OSL		75241±4803	
MAD-6314rBIN	T+20 m (Jabalón)	Arenas	OSL		75082±5177	

1. González *et al.* 2007. 2. La calibración ha sido realizada con el software OxCal v4.1.7 (Ramsey, 2010).

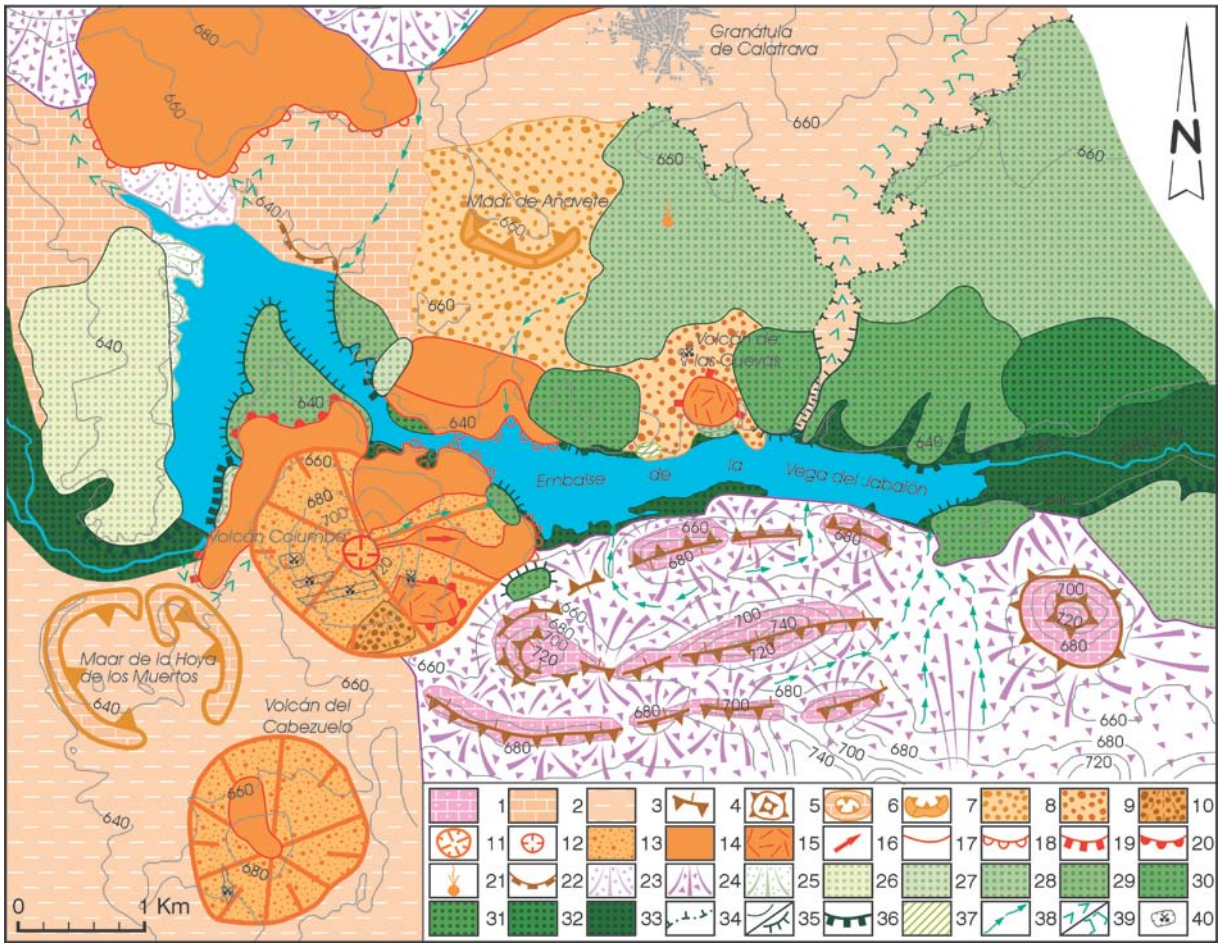


Fig. 3. Mapa geomorfológico del valle medio del río Jabalón (volcanes Columba y Cuevas). 1. Cuarcitas armoricanas. 2. Calizas pliocenas. 3. Margas pliocenas. 4. Frente de cresta. 5. Sinclinal colgado. 6. Maar plioceno. 7. Maar pleistoceno con anillo. 8. Depósitos de oleada piroclástica seca. 9. Depósitos de oleada piroclástica húmeda. 10. Debris flow hidrovolcánico 11. Cono piroclástico. 12. Cráter. 13. Piroclastos de caída. 14. Colada lávica pahoehoe. 15. Colada lávica aa. 16. Dirección de flujo lávico. 17. Frente de colada muy suave. 18. Frente de colada suave. 19. Frente de colada abrupto. 20. Frente de colada muy abrupto. 21. Seudogeyser extinguido. 22. Cornisa calcárea. 23. Glacis de acumulación. 24. Glacis coluviales. 25. Glacis de derrame. 26. Terraza fluvial +30-40 m. 27. Terraza +15 m. 28. Terraza fluviolacustre +20 m. 29. Terraza fluvial +5-6 m. 30. Terraza fluviolacustre +9 m. 31. Terraza fluvial + 5 m. 32. Nivel de acumulación fluvial. 33. Fondo aluvial. 34. Borde de terraza desmantelado. 35. Borde suave y empinado de terraza. 36. Borde abrupto de terraza. 37. Carbonatos lacustres. 38. Surcos de arroyada. 39. Valle en V y de fondo plano. 40. Canteras.

Figure 3. Geomorphological mapping of the medium valley of the Jabalon River (volcanic field of Columba and Cuevas). 1. Armorican quartzites. 2. Pliocene limestones. 3. Pliocene marls. 4. Monoclinal crest. 5. Perched syncline. 6. Pliocene maar. 7. Pleistocene maar with ring. 8. Dry pyroclastic surge deposits. 9. Wet pyroclastic surge deposits. 10. Hydrovolcanic debris flow. 11. Cinder cone. 12. Crater. 13. Fall pyroclasts. 14. Pahoehoe lava flow. 15. Aa lava flows. 16. Lava flow trend. 17. Very gentle lava flow front. 18. Gentle lava flow front. 19. Abrupt lava flow front. 20. Very abrupt lava flow front. 21. Inactive seudogeyser 22. Cornice. 23. Accumulation glacis. 24. Colluvial glacis. 25. Sheet-flood glacis. 26. Fluvial terrace +30-40 m. 27. Fluvial terrace +15 m. 28. Fluviolacustrine terrace +20 m. 29. Fluvial terrace +5-6 m. 30. Fluviolacustrine terrace +9 m. 31. Fluvial terrace +5 m. 32. Fluvial accumulation level. 33. Alluvial valley floor. 34. Dismantled terrace edge. 35. Soft and steep terrace edge. 36. Abrupt terrace edge. 37. Lacustrine calcretes. 38 Gullies. 39. V-shaped and flat-floored valley. 40. Opencast pit.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la Universidad de Oviedo, a través del proyecto: *Cronología de las etapas eruptivas en el Campo de Calatrava, mediante dataciones absolutas* (REF. UNOV-12-MB-10). También queremos agradecer el apoyo y la colaboración prestados por la Mancomunidad del Campo de Calatrava, en especial, por el Ayuntamiento de Villar del Pozo.

REFERENCIAS

Ancochea, E. 1983. Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central, Universidad Complutense de Madrid, 675 pp.

Ancochea, E. 2004. La región volcánica del Campo de Calatrava. En Vera, J.A. (Ed.): Geología de España, Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 676-677.

Gallardo, J.L., Ancochea, E. y Pérez-González, A. 2002. Secuencia magnetoestratigráfica y edad de los materiales volcánicos y sedimentarios de Poblete (Ciudad Real). Geogaceta 32, 35-38.

González, E. 1992. Aspectos geomorfológicos del volcanesmo hidromagmático del Campo de Calatrava, Actas de la II Reunión Nacional de Geomorfología, Murcia, 569-583.

González, E. 1997. Secuencias eruptivas y formas de relieve en los volcanes del sector oriental del Campo de Calatrava (Macizo de Calatrava y flanco suroriental del domo de Almagro, Ciudad Real). En Garcia, J.L. y González, E. (Eds.): Elementos del medio natural de la provincia de Ciudad Real, Ediciones de la Universidad de Castilla-La Mancha, Cuenca, 163-200.

González, E. 2002. Depósitos de oleadas basales y su papel en el relieve volcánico del Campo de Calatrava (España). Actas de la VII Reunión Nacional de Geomorfología, Valladolid, 455-465.

González, E., Gosálvez, R.U., Escobar, E. y Becerra, R. (2007): Actividad eruptiva holocena en el Campo de Calatrava (volcán Columba, Ciudad Real), Actas de la XII Reunión Nacional de Cuaternario, Avila, 143-144.

González, E., Gosálvez, R.U., Becerra, R. y Escobar, E. 2010. Evidencias de actividad hidromagmática holocena en el volcán Columba. Campo de Calatrava (España). En González, E. et al. (Eds.): Aportaciones recientes en Volcanología, 2005-2008. Centro de Estudios Calatravos, Almagro, 67-74.

Herrero, H., López, F.J., Gómez, F. y Martín-Serrano, A. 2012. Interaction between intra-continental sedimentary basins and small-volume monogenetic volcanism: Argamasilla and Calzada-Moral basins, Campo de Calatrava Volcanic Field, Spain. Journal of Iberian Geology, 38 (2), 407-428.

Poblete, M.A. 1991. Morfología de los cráteres explosivos del Campo de Calatrava (C. Real). Ería. Revista de Geografía 26, 179-198.

Poblete, M.A. 1994. El relieve volcánico del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha y Departamento de Geografía de la Universidad de Oviedo, Gijón, 467 pp.

Poblete, M.A. 1997. Evolución y características morfológicas del sector central del Campo de Calatrava (Ciudad Real). En García, J.L. y González, E. (Eds.): Elementos del medio natural de la provincia de Ciudad Real, Ediciones de la Universidad de Castilla-La Mancha, Cuenca, 131-159.

Poblete, M.A. y Ruiz, J. 2001. Evolución morfoeruptiva del volcán poligénico La Mesa del Villar (Valle del Ojailén, Sierra Morena Oriental, España). Actas Quinta Reuniao do Quaternário Ibérico, Lisboa, 60-63.

Poblete, M.A. 2002. Geomorfología volcánica y evolución eruptiva del bajo valle del Ojailén (Alto Jándula, Sierra Morena Oriental). En Pérez-González, A., Vegas, J. y Machado, M.J. (Eds.): Aportaciones a la Geomorfología de España en el Inicio del Tercer Milenio. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 449-454.

Poblete, M.A. y Ruiz, J. 2002. Morfología volcánica y dinámica fluvial en el valle medio del Jabalón (Campo de Calatrava Oriental), Actas de la VII Reunión Nacional de Geomorfología, Valladolid, 465-473.

Poblete, M.A. y Ruiz, J. 2007. Revisión de la edad del volcanismo en la Región Volcánica Central de España: evidencias geomorfológicas de actividad volcánica cuaternaria. Actas de la XII Reunión Nacional de Cuaternario, Ávila, 163-164.

EL PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO EN EL GEOPARQUE VILLUERCAS IBORES JARA

Geomorphological Heritage in Villuercas Ibores Jara Geopark

E. Rebollada[1,2], J. Gil[1], J.Mª Barrera[1], M. Murillo[1], J.J. Cubero[2] y Muñoz Barco, P.[1,2]

1 Comité Científico y Educativo del Geoparque, Diputación de Cáceres. eduardo.rebollada@hotmail.com.
2 Consejería de Agricultura, Desarrollo Rural, Medio Ambiente y Energía. Gobierno de Extremadura.

Abstract: Villuercas Ibores Jara Geopark covers an area of 2544 km^2, southeast of the province of Cáceres. Nowadays almost fifty geosites are classified; presenting some of them geomorphologic features that stand above other factors (paleontological, miners, tectonic ...). These are very important geological sites to promote geotourism in the three counties that comprise the first geopark in Extremadura.

Palabras clave: Geoparque, geoturismo, geositio, Cáceres, Villuercas.
Key words: Geopark, geotourism, geosite, Cáceres, Villuercas.

1. INTRODUCCIÓN

El Geoparque de Villuercas-Ibores-Jara fue incluido en las Redes Europea y Global de Geoparques auspiciadas por la UNESCO en septiembre de 2011, durante la 9ª Conferencia Europea de Geoparques.
Incluye a 19 municipios (Fig. 1) del sureste de la provincia de Cáceres (Aldeacentenera, Alía, Berzocana, Cabañas del Castillo, Campillo de Deleitosa, Cañamero, Carrascalejo, Castañar de Ibor, Deleitosa, Fresnedoso de Ibor, Garvín de la Jara, Guadalupe, Logrosán, Navalvillar de Ibor, Navezuelas, Peraleda de San Román, Robledollano, Valdelacasa de Tajo y Villar del Pedroso), que ocupan una superficie de 2544 km^2 y donde hay censados más de 14.000 habitantes.

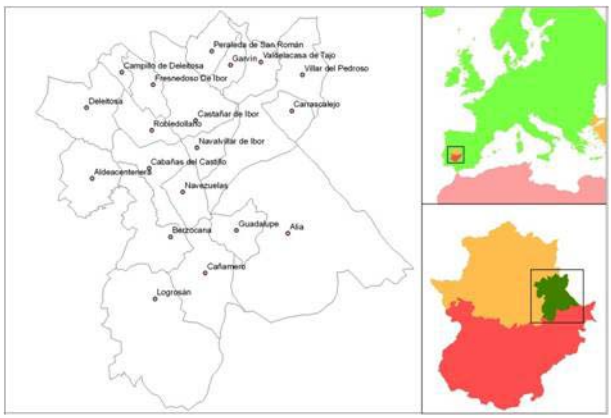


Fig. 1. Mapa de localización del Geoparque Villuercas Ibores Jara y municipios integrantes.
Geographical map of Villuercas Ibores Jara Geopark and its communities.

Geográficamente pertenece a la rama occidental de los Montes de Toledo. El Geoparque Villuercas Ibores Jara constituye una divisoria de aguas entre las cuencas del Tajo, al norte, y el Guadiana, al sur. Su máxima altitud es de 1601 m, correspondiente al Risco de La Villuerca (http://www.geoparquevilluercas.es/).
Los valores geológicos que comprende son notables, especialmente en lo que se refiere a patrimonio paleontológico y geomorfológico. Incluye también otros elementos geológicos a destacar, como los tectónicos y los mineros (Rebollada, 2011).
En la actualidad están catalogados 44 sitios de interés geológico, clasificados en grupos fáciles de comprender por los visitantes.
La divulgación se realiza principalmente a través de los centros de interpretación que las Administraciones Públicas han implantado físicamente en el Geoparque.

2. GEOLOGÍA

El macizo orográfico de las Villuercas está constituido por una serie de sierras y valles subparalelos alineados en dirección hercínica (NO-SE), rodeado por la extensa penillanura formada por rocas pizarrosas y grauváquicas ediacáricas (Fig. 2). Han sido varios los trabajos geológicos desarrollados en la zona, entre los que destacan por su índole geomorfológica los de Ramírez (1954) y Sos (1955).
El macizo es el resultado de los plegamientos ocurridos durante la fase varisca de la orogenia hercínica, a finales del Paleozoico, posteriormente erosionado a lo largo del Mesozoico y Cenozoico y rejuvenecido durante la orogenia alpina.

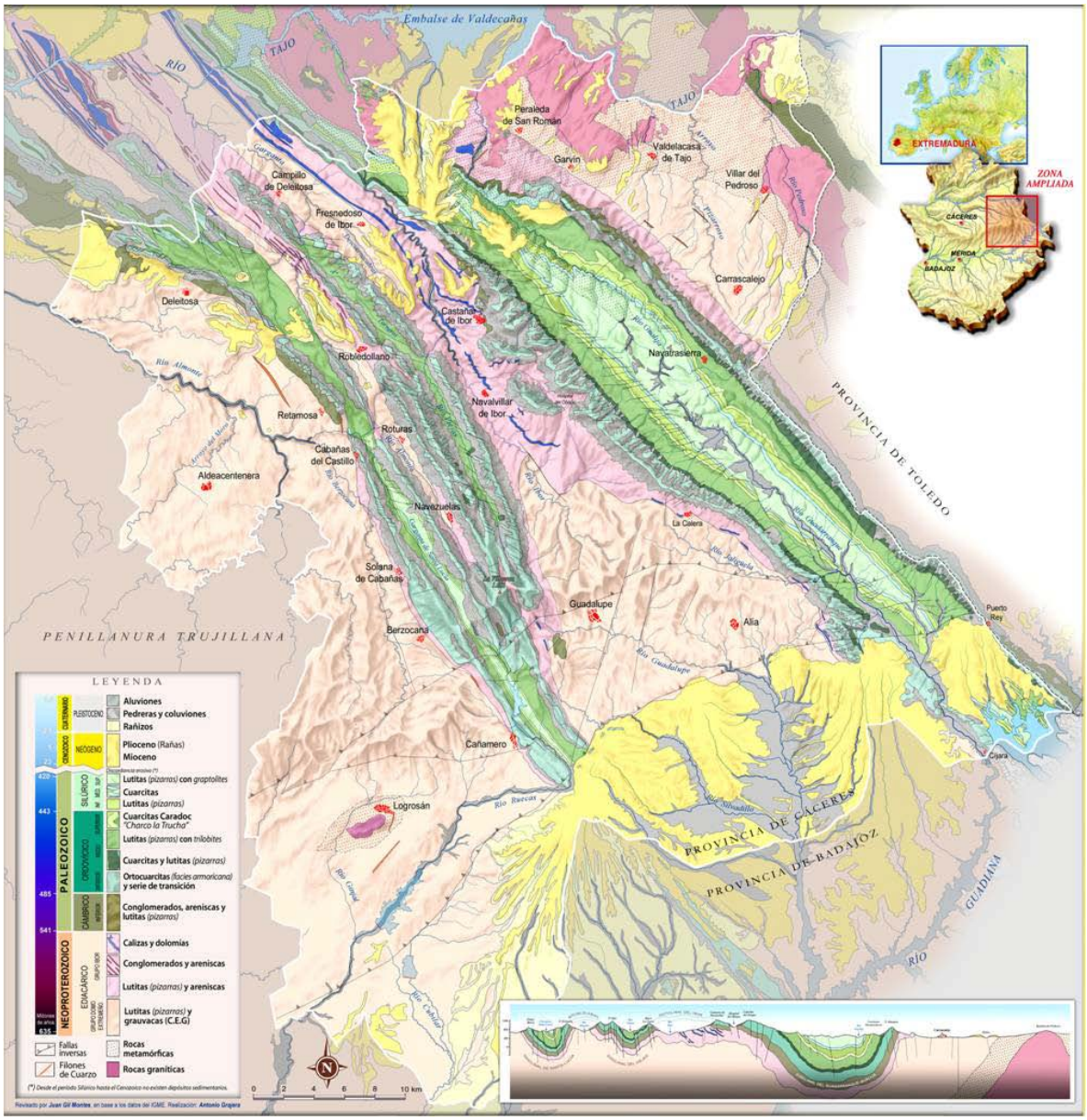


Fig. 2. Mapa geológico del Geoparque Villuercas Ibores Jara.
Geologic map of Villuercas Ibores Jara Geopark.

3. PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO

El Geoparque Villuercas Ibores Jara presenta un conjunto amplio de lugares con especial interés geológico (Murillo Fernández, 2005), que constituyen el armazón del turismo geológico del mismo (Barrera y Gil, 2013).

De los geositios que en la actualidad hay catalogados en el Geoparque (Fig. 3), un gran número pueden clasificarse como geomorfológicos. Serían los siguientes:

3.1. Sierras, riscos, cerros y canchos

Se han diferenciado en función de sus dimensiones y representatividad paisajística en sierras, riscos, cerros y canchos. Los ejemplos más destacados son la Sierra de la Madrila, la Sierra del Pimpollar, el Risco de La Villuerca, el Risco Gordo, el Cerro de San Cristóbal, el Camorro de Castañar, el Risco Carbonero, el Cancho del Reloj, el Cancho de las Sábanas y el Cancho del Ataque. Un caso especial lo constituye este último, donde las cuarcitas no están verticalizadas, sino con buzamientos de 45º, lo que da lugar a relieves en cuesta. Estos relieves, vestigios de los flancos estructurales del Sinclinorio de las Villuercas, son relativamente escasos, dado el alto grado de erosión de todo el macizo.

3.2. Pedreras o casqueras

Las pedreras tapizan muchas de las vertientes de las sierras del Geoparque, tratándose de bloques en su mayoría cuarcíticos.

Existen numerosas pedreras en el Geoparque, entre las que destacan la pedrera del nacimiento del río Almonte y las pedreras de Castañar de Ibor.

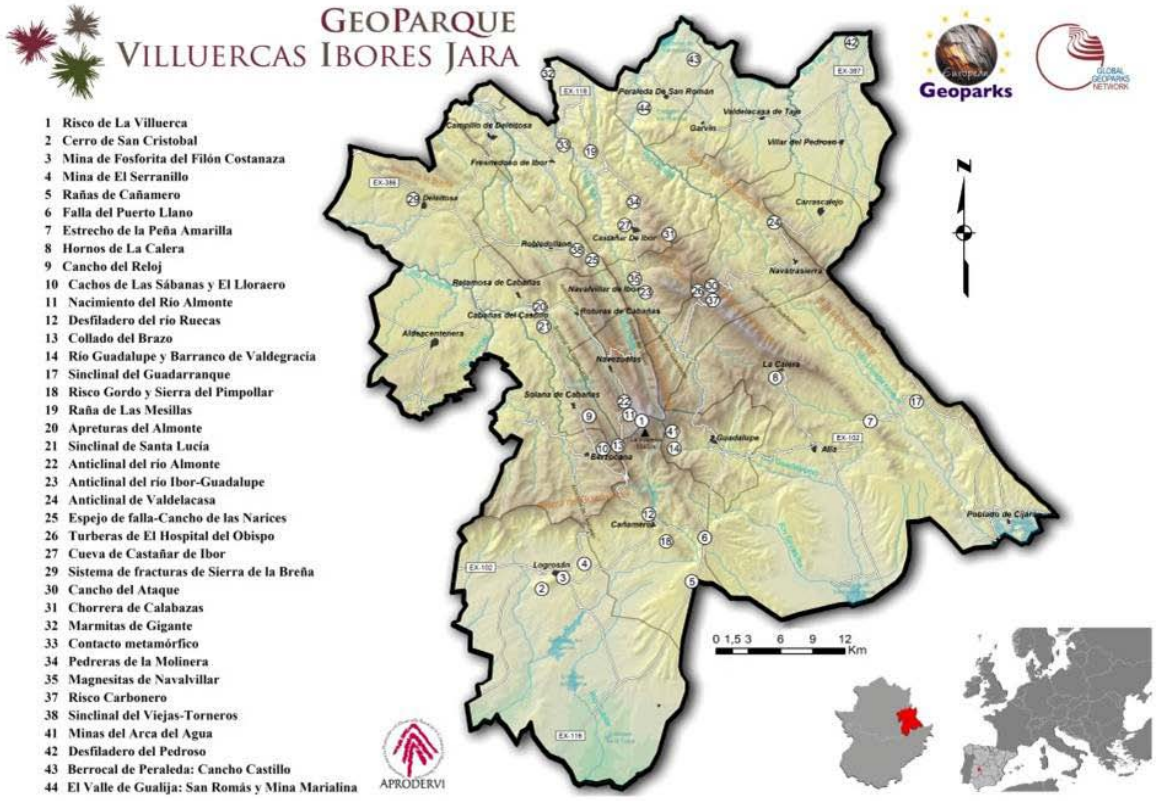


Fig. 3. Geositios del Geoparque Villuercas Ibores Jara.
Geosites in Villuercas Ibores Jara Geopark.

3.3. Formas fluviales

Las morfologías incluidas en este grupo tienen como denominador común su relación con los valles fluviales. Se trata de los desfiladeros (Peña Amarilla, Almonte o la Chorrera de Calabazas), las apreturas (Apretura del Almonte), las cascadas (Chorrera del Cancho del Ataque, la Chorrera de Calabazas, el Salto del Moro y el Charco de la Trucha) y las marmitas de gigante (arroyo del Pedroso, río Ibor y río Gualija).

Los valles fluviales en el Geoparque presentan una disposición sensiblemente paralela a las sierras, en asociación con la dirección de sinclinales y anticlinales, formando en este último caso relieves invertidos.

3.4. Mesas

Las mesas constituyen las superficies de las rañas (Fig. 4), depósitos sedimentarios, heterogéneos y con escaso espesor de finales del Plioceno e inicios del Cuaternario.



Fig. 4. Superficie de la raña en Cañamero.
Raña surface near Cañamero.

3.5. Berrocales

La zona donde mejor representados están es en la dehesa de Peraleda de San Román, siendo el elemento geomorfológico granítico más destacado el Cancho de Valdecastillo.

3.6. Cuevas

La cueva de Castañar constituye una rareza no sólo en el Geoparque, sino en España, ya que incluye una cantidad considerable de formaciones

excéntricas de aragonito. Fue declarada espacio natural protegido, en la categoría de Monumento Natural, en 1997 (Muñoz Barco et al., 2006).

3.7. Relieves apalachense y germánico

A todas estas morfologías habría que unir la forma estructural por excelencia en el Geoparque: el relieve apalachense (Fig. 5), conformado por los resaltes de sierras y riscos, alineados en dirección hercínica, y en menor medida, el relieve germánico, consistente en la separación mediante fracturas del macizo.

Los plegamientos hercínicos que se observan en el Geoparque (de este a oeste: anticlinal de Valdelacasa, sinclinal del Guadarranque, anticlinal del Ibor, sinclinal del río Viejas, anticlinal de Navezuelas, sinclinal de Santa Lucía y anticlinal de Logrosán) (Murillo Fernández, 2005) constituyen uno de los mejores ejemplos de este tipo en la Península Ibérica, debido a la seriación perfectamente alineada de crestas y valles puestos de manifiesto por el encajamiento de la red fluvial.

Constituye un relieve residual del sinclinorio hercínico, cuyas características se han visto reafirmadas por su situación en plena Bóveda Castellano-Extremeña (Alía, 1976), además de por el encajamiento de los ríos que acentúan dicho relieve.

No tan destacado como el apalachense, el relieve germánico presenta cierta importancia, especialmente por ser el causante de la acentuación del relieve apalachense (Tello, 1986).

Durante la orogenia alpina se producen movimientos en la vertical, provocados por el desacoplamiento mecánico entre Iberia y África (De Vicente, 2009). Al mismo tiempo se produce el basculamiento hacia el OSO.

Los sistemas de pop-up y pop-down son habituales en la Meseta Ibérica, incluyendo al sistema montañoso de los Montes de Toledo, donde se incluyen las alineaciones serranas de Villuercas. Las fracturas, como las de orientación E-W que Alía (1976) define en los Montes de Toledo, son acomodaciones físicas del macizo cuando éste es elevado, teniendo por lo tanto un pop-up (denominado antiguamente “horst”) en el núcleo del Geoparque (Gómez Amelia, 1983), que ha conseguido resaltar más, si cabe, el relieve apalachense heredado de la orogenia hercínica.



Fig. 5. Alineación de sierras y valles desde el Risco de La Villuerca.
Ridges and valleys alineations, view from La Villuerca Peak.

REFERENCIAS

Alía Medina, M. 1976. Una Megaestructura de la Meseta Ibérica: la Bóveda Castellano-Extremeña. Estudios Geológicos, 32, 229-238.

Barrera Martín-Merás, J.Mª. y Gil Montes, J. 2013. Guía de Geositios del Geoparque Villuercas Ibores Jara, 119 pp.

De Vicente, G. 2009. Guía iluestrada de los cabalgamientos alpinos en el Sistema Central. Reduca (Geología), 1, 1-30.

Gómez Amelia, D. 1983. Evidencias de Tectónica muy Reciente en la Penillanura Extremeña: Garciaz. Norba, 4, 155-163.

Muñoz Barco, P., Alonso Zarza, A., Sánchez-Moral, S., Martínez Flores, E., Cuezva, S., Gil-Peña, I., Lario, J. y Martín-Pérez, A. 2006. Los estudios científicos como herramienta para la conservación y gestión del Monumento Natural Cueva de Castañar (Extremadura). Trabajos de Geología, 26, 175-185.

Murillo Fernández, M. 2005. Las Villuercas. En Pedro Muñoz Barco y Esperanza Martínez Flores (Coord.): Patrimonio Geológico de Extremadura: Geodiversidad y Lugares de Interés Geológico, 227-237. Junta de Extremadura.

Ramírez y Ramírez, E. 1954. El Macizo Orográfico de las Villuercas. Nota Preliminar para su Estudio Morfológico, Estratigráfico, Tectónico y Mineralógico. Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural, tomo L.

Rebollada, E. 2011. Geoparque Villuercas Ibores Jara. De Re Metallica, 17, 96-98.

Sos Baynat, V. 1955. Geología y Morfología de las Sierras de las Villuercas. Estudios Geográficos, año XVI, nº 61, 689-746.

Tello Ripa, B. 1986. Macizo de las Villuercas (Cáceres). En Atlas de Geomorfología. Martínez de Pisón, E. y Tello Ripa, B. (Eds.). pp. 111-125.

http://www.geoparquevilluercas.es/

EVOLUCIÓN DEL RELIEVE DE LA ZONA ORIENTAL DE LA CUENCA DEL BIERZO (NO DE ESPAÑA): INFLUENCIA DE LA TECTÓNICA CENOZOICA EN LA RED FLUVIAL Y LOS PALEORRELIEVES

Relief evolution of the eastern part of the Bierzo Basin (NW Spain): Response of fluvial network and paleoreliefs to cenozoic tectonic activity

A. Rodríguez García[1], E. García-Meléndez[1], Á. Martín-Serrano[2], Á. Suárez Rodríguez[3] y A. Mínguez[1]

1 Área de Geodinámica Externa, Facultad de CC. Ambientales, Universidad de León, Campus de Vegazana s/n, 24071 León, España arodrg@unileon.es
2 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid, España
3 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Oficina de Proyectos de León, Parque Científico de León, Avda. Real 1, 28006 León, España

Abstract: The eastern part of the Bierzo Basin (NW Spain) and its boundary with the Duero basin show cenozoic tectonic structures related to the present-day topography. In this work, this relationship is studied by mapping Homogeneous Geomorphological Units (fluvial and paleorelief units) with homogeneous substrate geology and structural units to scale 1:100.000. As a result, this cartography shows some characteristics of the relief evolution. The fluvial network was first determined by the strength of paleozoic substrate units; later, the activity of cenozoic thrusts (mainly E-W direction) diverted some fluvial channels (Cenozoic) to follow two main paths, being the first one perpendicular (mainly N-S direction) and the second one parallel (mainly NE-SW direction) to the main thrusts. The paleoreliefs show differences in height among them associated with vertical displacements and the two main vergences of cenozoic thrusts present in the area.

Palabras clave: evolución del relieve, tectónica cenozoica, patrones de drenaje, paleorrelieves
Key words: landscape evolution, cenozoic tectonic, drainage patterns, paleoreliefs

1. INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo se ha elaborado un mapa de Unidades Geomorfológicas Homogéneas (UGH) a escala 1:100.000 con el objetivo de estudiar la influencia de la tectónica en la evolución del relieve de la zona oriental de la cuenca hidrológica del Bierzo y su límite con la cuenca hidrológica del Duero.

Las UGH cartografiadas están formadas principalmente por depósitos fluviales y paleorrelieves. Estas unidades se han delimitado mediante la interpretación de imágenes espaciales (ASTER y fotografía aérea), el análisis de un Modelo Digital del Terreno (MDT de 25 metros de resolución del IGN) y sus mapas derivados (red fluvial, pendiente, curvatura y orientación) en un SIG (arcGIS de Esri), y trabajo de campo.

Adicionalmente, en el mapa de UGH se han representado las unidades litológicas del sustrato y las principales estructuras tectónicas cenozoicas.

2. MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio está localizada en el NO de la Península Ibérica (Figura 1). El sustrato está constituido por rocas paleozoicas, deformadas principalmente durante la orogenia varisca, desarrollada entre el Devónico superior y el Carbonífero, y sedimentos cenozoicos, correlativos al registro sedimentario de la orogenia alpina, activa desde el Cretácico superior.

El relieve de la zona de estudio está estrechamente relacionado con el acortamiento asociado a la orogenia alpina. Este acortamiento fue acomodado por los cabalgamientos, vergentes al Sur, de la Cordillera Cantábrica y los cabalgamientos, vergentes al Norte, del Macizo Galaico-Leonés (Martín-González y Heredia, 2010).

Los paleorrelieves son un elemento principal en el relieve de la zona de estudio. En el presente trabajo se reconocen tres paleorrelieves: superficies de

erosión, rañas y glacis (Hérail, 1984). Aunque la génesis y el número de estos paleorrelieves son objeto de discusión, generalmente se interpretan, las superficies de erosión como antiguos frentes de mantos de meteorización pre-cenozoicos, las rañas como la superficie de colmatación que marca el final del endorreísmo en la cuenca sedimentaria del Duero en el plio-cuaternario y los glacis como paleoladeras cuaternarias. El número de estos paleorrelieves también es objeto de discusión, siendo interpretados como un único paleorrelieve desnivelado tectónicamente o como diferentes paleorrelieves relacionados con el encajamiento de la red fluvial (Martín-Serrano *et al.*, 1996).

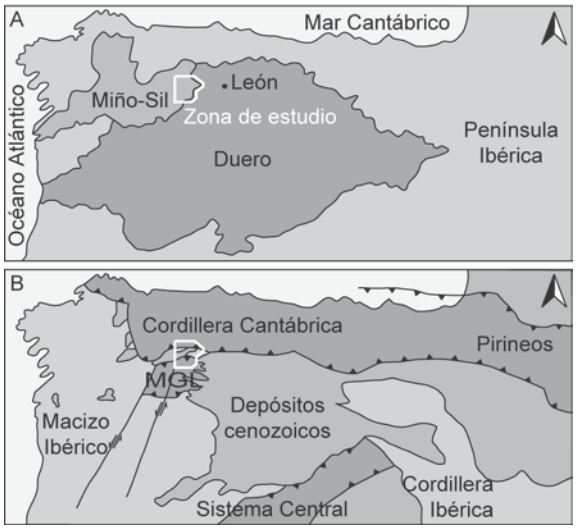


Fig. 1. A) Localización geográfica de la zona de estudio (Se representan las cuencas hidrológicas del Miño-Sil y del Duero). B) Localización geológica (MGL: Macizo Galaico-Leonés).

Fig. 1. A) Geographical location of the study area. B) Geological location.

3. DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES

3.1. Unidades litológicas

El sustrato de la zona de estudio se ha clasificado en cinco unidades (Figura 2).

Litologías asociadas a relieves muy abruptos: Estos relieves están caracterizados por extensas áreas con pendientes de 35º-55º, concavidad baja, máximas alturas superiores a los 1700 m y constituidos principalmente por cuarcitas y areniscas paleozoicas.

Litologías asociadas a relieves abruptos: Estos relieves están caracterizados por extensas áreas con pendientes de 35º-55º, pendientes medias superiores a los 21º, concavidad baja y constituidos principalmente por areniscas y pizarras paleozoicas.

Litologías asociadas a relieves moderados: Estos relieves están caracterizados por escasas áreas con pendientes de 35º-55º, pendientes medias comprendidas entre los 16º-21º, concavidad baja y constituidos principalmente por areniscas y pizarras paleozoicas y ocasionalmente capas de carbón.

Litologías asociadas a relieves suaves: Estos relieves están caracterizados por escasas áreas con pendientes de 35º-55º, pendientes medias inferiores a los 16º, concavidad moderada y constituidos principalmente por pizarras paleozoicas.

Litologías asociadas a relieves muy suaves: Estos relieves están caracterizados por la ausencia de áreas con pendientes de 35º-55º, escasas áreas con pendientes de 25º-35º, extensas áreas con pendientes de 0º-2º, pendientes medias inferiores a los 10º, concavidad alta, máximas alturas inferiores a los 1300 m y constituidos por sedimentos cenozoicos poco compactados.

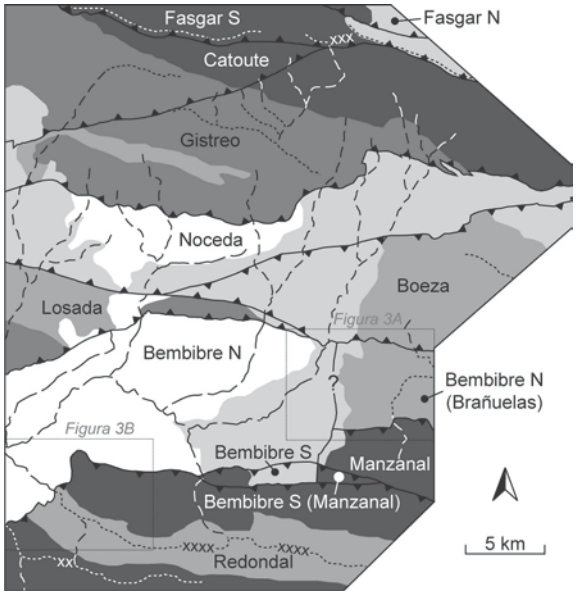


Fig. 2. Unidades litológicas: desde las asociadas a relieves muy abruptos (gris oscuro) hasta los sedimentos cenozoicos (blanco). Red fluvial: E-O (líneas de puntos), E-O abandonada (líneas de xxx), N-S (líneas discontinuas cortas) y NE-SO (discontinuas largas). Principales unidades tectónicas cenozoicas con su denominación.

Fig. 2. Lithological units, fluvial patterns and main cenozoic tectonic units are shown.

3.2. Red fluvial

La red fluvial presenta cuatro patrones de drenaje principales (Figura 2).

Red fluvial subparalela a las formaciones paleozoicas. Cursos fluviales de dirección principal E-O y con abundantes pendientes de 5º-35º en su perfil longitudinal.

Red fluvial abandonada. Cursos fluviales abandonados de dirección principal E-O y con abundantes pendientes de 5º-35º en su perfil longitudinal.

Red fluvial subperpendicular a las formaciones paleozoicas. Cursos fluviales de dirección principal N-S y con abundantes pendientes de 2º-25º en su perfil longitudinal.

Red fluvial sobre formaciones cenozoicas. Cursos fluviales de dirección principal NE-SO y con abundantes pendientes de 0º-15º en su perfil longitudinal.

3.3. Paleorrelieves

En el relieve de la zona de estudio se observan superficies de topografía suave, limitadas por cambios bruscos de pendiente y, en ocasiones, con depósitos asociados (Figura 3).

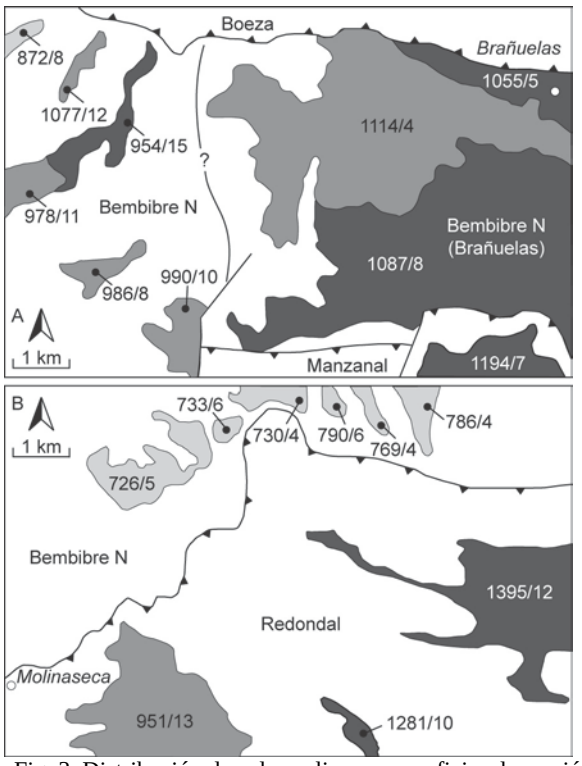


Fig. 3. Distribución de paleorrelieves: superficies de erosión en gris oscuro, rañas en gris claro y glacis en gris muy claro. En cada paleorrelieve se indica la altura media (en metros)/pendiente media (en grados).
Fig. 3. Paleoreliefs distribution.

Estas superficies se han clasificado y agrupado en tres paleorrelieves de diferente génesis.

Superficies de erosión. En esta unidad se incluyen a los paleorrelieves más elevados, caracterizados por estar limitados por cambios bruscos de pendiente, alturas medias de 831-1717 m y pendiente media de 10º. No se han observado depósitos asociados.

Rañas. Paleorrelieves caracterizados por estar limitados por cambios bruscos de pendiente, alturas medias de 835-1382 m y pendiente media de 9º. Los depósitos asociados a esta unidad están constituidos por gravas subredondeadas con matriz limo-arenosa.

Glacis. Paleorrelieves caracterizados por estar limitados por cambios bruscos de pendiente, con alturas medias de 770-924 m y pendiente media de 6º. Los depósitos asociados están constituidos por gravas subangulosas con matriz arenosa.

3.4. Unidades tectónicas cenozoicas

El sustrato paleozoico esta intensamente deformado por las estructuras variscas. Por su parte, las estructuras cenozoicas son difícilmente reconocibles debido, en primer lugar, a la escasez de sedimentos cenozoicos y, en segundo lugar, a que estas estructuras son o bien estructuras previas reactivadas o bien estructuras aproximadamente paralelas a las estructuras variscas. Sin embargo, ciertos marcadores geomorfológicos, como la red de drenaje y los paleorrelieves, permiten identificar las principales estructuras y unidades cenozoicas (Figuras 2 y 3).

4. TECTÓNICA: RED FLUVIAL Y PALEORRELIEVES

4.1. Red fluvial

Los cuatro patrones de la red fluvial se pueden clasificar cronológicamente en dos grupos de diferente edad.

A) Los cursos fluviales subparalelos a las formaciones paleozoicas y de dirección principal E-O se interpretan como parte heredada de una red de drenaje pre-cenozoica.

B) El resto de cursos fluviales se interpreta como la red de drenaje condicionada por el emplazamiento de los diferentes cabalgamientos cenozoicos. Los cursos fluviales de dirección principal N-S se relacionan con la red de drenaje de los relieves levantados por estos cabalgamientos (de dirección principal E-O); algunos de estos cursos fluviales de dirección N-S conectan aguas arriba con cursos fluviales abandonados de dirección principal E-O, siendo estas conexiones interpretadas como capturas fluviales controladas por la reorganización del relieve en el Cenozoico. Por su parte, los cursos fluviales sobre formaciones cenozoicas de dirección principal NE-SO se relacionan con la red de drenaje encajada entre los relieves cenozoicos.

4.2. Paleorrelieves

Los cambios bruscos de pendiente que limitan las superficies de erosión pre-cenozoicas y las rañas plio-cuaternarias se relacionan con la presencia de estructuras cenozoicas (principalmente de dirección E-O) (Figura 3). Estos paleorrelieves muestran entre ellos diferencias tanto de altura como de altura relacionadas con el desplazamiento tectónico vertical y las dos principales vergencias de los cabalgamientos; por su parte, los glacis cuaternarios no parecen estar afectados por desplazamientos tectónicos importantes (Figura 4).

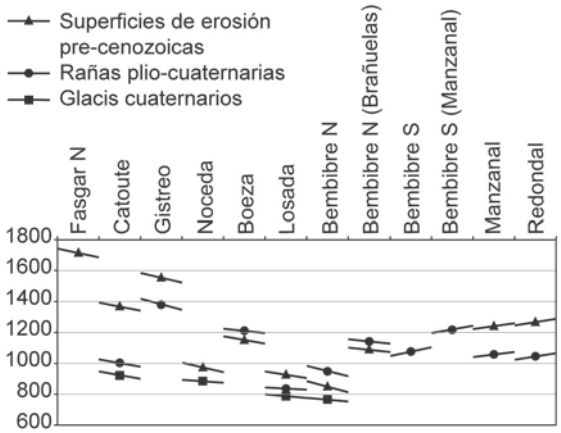


Fig. 4. Altura media (en metros) y pendiente de los paleorrelieves cartografiados.
Fig. 4. Mean heith (in meters) and slope of the mapped paleoreliefs.

Por otra parte, las superficies de erosión pre-cenozoicas y las rañas plio-cuaternarias parecen presentar diferentes relaciones de superposición. Mientras que en las unidades tectónicas cenozoicas de Catoute y Gistreo, en la Cordillera Cantábrica, y Manzanal y Redondal, en el Macizo galaico-Leonés, las rañas se encuentran encajadas en las superficies de erosión, en las unidades de Boeza y Bembibre las rañas se encuentran superpuestas a las superficies de erosión (Figura 4).

La diferente relación de encajamiento y superposición entre las superficies de erosión pre-cenozoicas y las rañas plio-cuaternarias podría estar explicada por las diferentes fases de la tectónica cenozoica (Figura 5).

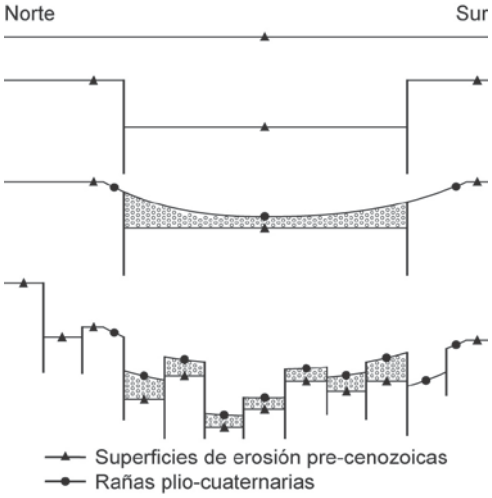


Fig. 5. Evolución idealizada de los paleorrelieves pre-cenozoicos y plio-cuaternarios de la zona de estudio (no se representan las vergencias de las fallas).
Fig. 5. Pre-cenozoic and Plio-Quaternary paleorreliefs evolution.

Agradecimientos

Trabajo financiado por el proyecto de investigación de la Junta de Castilla y León: "Análisis y evolución de los relieves de la cuenca del Bierzo y zonas adyacentes: modelización, simulación en 4D y aplicación en cartografía de susceptibilidad de riesgos geológicos (LE311A12-2)".

REFERENCIAS

Hérail, G. 1984. Geomorphologie et gitologie de l'or detritique. Piemonts et bassins intra-montagneux du Nord-Ouest de l'Espagne. Editions du CNRS, Sciences de la Terre, Toulouse, 456 pp.

Martín-González, F. y Heredia, N. (2010): Complex tectonic and tectonostratigraphic evolution o fan Alpine foreland basin: The western Duero basin and the related Tertiary depressions of the NW Iberian Peninsula. Tectonophysics.

Martín-Serrano, A., Mediavilla, R., Santisteban, J.L. (1996): North-western Cenozoic record: present knowledge and the correlation problem. In: Friend, P.F., Dabrio, C.J. (Eds.). Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Cristal Kinematics. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 237-247.

CONTROL ESTRUCTURAL EN LAS DEPRESIONES DESARROLLADAS SOBRE EL PEDIMENTO GRANÍTICO DEL MACIZO DE LA ALBERA, PIRINEOS, NE ESPAÑA

Structural control on basins developed over the granite pediment of the Albera Massif, Pyrenees, NE Spain

C. Roqué[1], R. Linares[2] y M. Zarroca[2]

1 Área de Geodinámica Externa y Geomorfología, Universidad de Girona, Campus Montilivi, 17071 Girona.
carles.roque@udg.edu
2 Departamento de Geología, Universidad Autónoma de Barcelona.

Abstract: The Albera granite pediment is an exposed weathering front with 214 endorheic basins that locally lead to a multi-concave topography. In these places, topographic basins assume the status of a characteristic landform together with residuals boulders, tors and nubbins. The structural influence on the basin geometry has clearly been established by the similarity between the orientation of the basins long-axis and the orientation of fractures. The spatial distribution of basins is also controlled by the tectonic framework, being these arranged along NW-SE-trending straight-bands. In most cases such basins are located on or near fault plains and shear bands. This relationship suggests that the development of basins, in the weathering front, occur predominantly in those areas where the weathering has acted to a more depth, due to the existence of fractures and shear planes that weaken the rock massif.

Palabras clave: pedimento granítico, depresiones, control estructural, Pirineos, España
Key words: granite pediment, basins, structural control, Pyrenees, Spain

1. SITUACIÓN GEOLÓGICA

La zona estudiada se localiza en la vertiente sur -española- del macizo de la Albera, en el extremo oriental de los Pirineos. Esta unidad montañosa queda delimitada al oeste por la falla la Jonquera y al este por la falla de Valleta (Fig. 1). En ella aflora el zócalo paleozoico pirenaico, constituido por tres unidades litológicas principales: (1) Metasedimentos del Cambro-ordovícico, compuestos por esquistos bandeados, pizarras, mármoles y cuarcitas; (2) Ortogneis ordovícicos derivados de intrusiones de granitoides (Liesa et al., 2011) y (3) Rocas plutónicas emplazadas durante el Pérmico, concretamente, monzogranitos leucocráticos, granitos biotíticos, granodioritas y tonalitas. En el extremo sur del macizo, estos materiales paleozoicos son recubiertos discordantemente por sedimentos mesozoicos que incluyen: (1) Lutitas, areniscas y conglomerados de facies Buntsandstein (Triásico); (2) Calizas de facies Muschelkalk (Triásico) y (3) Limolitas, areniscas, margas y calizas del Cretácico superior. No obstante, la mayor parte del límite meridional de la Albera corresponde a una discordancia entre el zócalo paleozoico y los depósitos de abanicos aluviales del Neógeno y del Cuaternario, los cuales rellenan la depresión tectónica del Empordà.

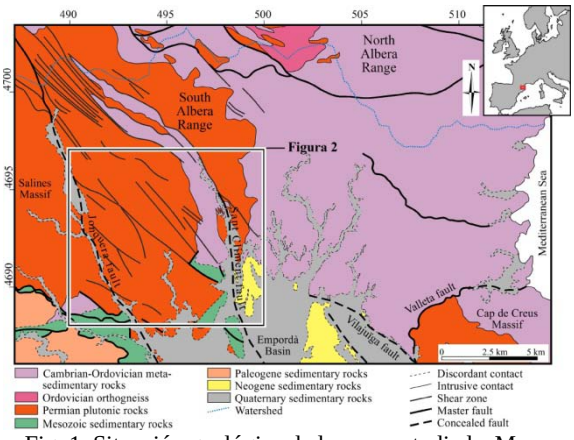


Fig. 1. Situación geológica de la zona estudiada. Mapa basado en Cirés et al. (2001, 2002).
Geological sketch of the study area. After Cirés et al. (2001, 2002).

La falla de la Valleta es una estructura preneógena que pone en contacto las rocas de bajo grado de metamorfismo del macizo de la Albera con las rocas de medio y alto grado de metamorfismo del cabo de Creus (Liesa et al, 2011). Un gran número de zonas de cizalla afectan la parte oeste del macizo, la mayoría orientadas NW-SE, de entre 1 y 10 km de longitud y habitualmente con planos buzando 70º hacia el NE. La edad de estas estructuras y la relación que guardan con los otros sistemas de fractura de la zona son aspectos que aún no han sido completamente resueltos, pero generalmente se atribuyen al Paleozoico superior. Las fallas de la Jonquera, Sant Climent y Vilajuïga son estructuras mayores relacionadas con el sistema de fallas extensivas del Neógeno que delimitan la fosa del Empordà. Las dos primeras presentan una dirección que varía entre NNW-SSE y NW-SE, tienen una cierta componente direccional destral y alcanzan una longitud del orden de 25 km, con planos buzando unos 65º hacia el NE y un salto vertical máximo acumulado que oscila entre 800 y 1200 m. La falla de Vilajuïga es una estructura directa que se dispone orientada WNW-ESE por espacio de unos 15 km, en buena parte recubierta por sedimentos del Cuaternario. Tiene un desplazamiento vertical de unos 500 m.

2. CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

La vertiente sur del macizo pirenaico de la Albera presenta dos unidades geomorfológicas bien diferenciadas: (1) una zona montañosa en la parte septentrional, en la que se alcanza una altura máxima de 1257 m, y en la que predominan formas graníticas prominentes (*bornhardts*, *castle koppjes*, *nubbins* y *tors*); y (2) un pedimento inclinado hacia el sur, situado al pie de la zona montañosa. La mitad oriental del pedimento se desarrolla sobre rocas metamórficas y carece de depresiones. La mitad occidental, en cambio, se sitúa sobre granitos prácticamente inalterados y presenta multitud de depresiones endorreicas. En este sector, el pedimento se inicia de forma neta a una altitud de 220 m y se extiende por espacio de unos 9 km hasta la cota de 85 m, donde queda recubierto por depósitos de abanicos aluviales neógenos y cuaternarios. Bolos graníticos, *nubbins* y *tors* son las formas convexas predominantes sobre el pedimento, el cual tiene las características propias de una superficie gravada (*etchplain*). El manto de alteración arenítico (*grus weathering mantle*, en el sentido de Migon y Thomas (2002)) que lo recubría sólo se ha preservado en la parte distal del pedimento. Mantos de alteración areníticos equivalentes a estos han sido descritos en zonas cercanas y atribuidos al Neógeno (e.g. Roqué et al., 2011, 2013). La composición arcósica de los sedimentos detríticos pliocenos que rellenan la depresión ampurdanesa constituye una evidencia de la existencia durante el Neógeno de mantos de alteración bien desarrollados en la Albera. Los grandes bolos graníticos acumulados en las capas inferiores y más proximales de estos depósitos constituyen un argumento a favor en este mismo sentido. La incisión fluvial durante el Plioceno y el Cuaternario ha comportado la erosión de la mayor parte de estos mantos de alteración y la exposición de la superficie gravada.

Sobre el pedimento granítico de la Albera se han desarrollado más de doscientas depresiones endorreicas, algunas de ellas ocupadas por lagunas permanentes, las cuales configuran un relieve de tipo multicóncavo (*multi-concave topography* en el sentido definido por Migon (2006)), en el que estas áreas deprimidas asumen el estatus de formas características, rodeadas de relieves residuales del frente de alteración (Fig. 2).

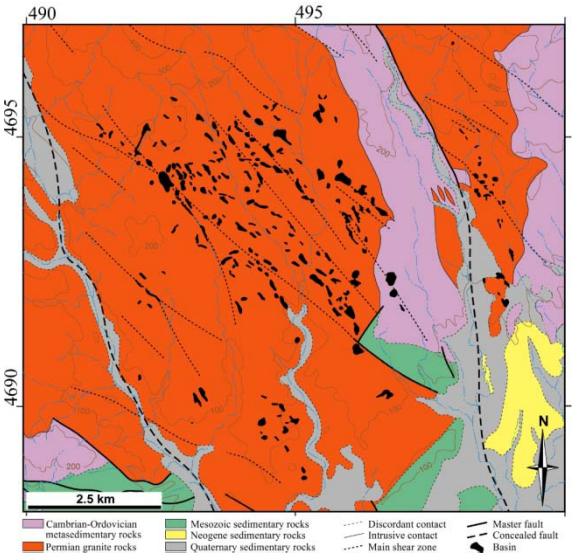


Fig. 2. Mapa geológico del pedimento oeste de la Albera, con la localización de las depresiones estudiadas.
Geological map of the W Albera pediment, depicting the location of the studied basins.

3. OBJETIVO Y METODOLOGÍA

El objetivo fundamental de este trabajo es determinar si el sistema de discontinuidades tectónicas ha ejercido alguna influencia en la forma que estas depresiones tienen en planta y en su distribución espacial. Para ello se ha realizado un estudio geomorfológico y estructural de la zona a partir de la interpretación de fotografías aéreas verticales en blanco y negro de los años 1957 (escala 1:33000) y 1982 (escala 1:18000) y ortofotomapas georeferenciados en color del año 2008 (escala 1:5000). El mismo procedimiento se ha utilizado para identificar y delinear las depresiones, en este caso conjuntamente con el uso de ortofotomapas infrarrojos del año 2008 (escala 1:5000). De cada depresión, y mediante herramientas SIG, se ha medido la longitud de su eje mayor (L), la longitud de la perpendicular al eje mayor (W) y el área, y se ha determinado la dirección del eje mayor. De forma automática se ha derivado la relación L/W. También se ha determinado la cota media de la depresión y su profundidad con respecto a la superficie adyacente, entendiendo que ésta no se corresponde necesariamente con la profundidad real de la depresión ya que en muchos casos están parcialmente rellenas de sedimentos cuaternarios. Simultáneamente se ha realizado un trabajo de campo con el objetivo de identificar y medir planos de falla, caracterizar las formas residuales y verificar las observaciones realizadas indirectamente.

4. RESULTADOS

Se han identificado 241 depresiones ubicadas sobre el pedimento granítico de la Albera, que ocupan una superficie total de 1908433 m^2. De ellas, 17 son lagunas permanentes (292594 m^2), con superficies que oscilan entre 56834 m^2 y 531 m^2; su eje mayor varía entre 386,5 m y 34 m, y su profundidad máxima no supera los 5 m. El resto corresponden a lagunas estacionales o esporádicas. Algunas de las lagunas identificadas mediante las fotografías aéreas del año 1956 han sido desecadas artificialmente y hoy en día son campos de cultivo y arboledas.

Los ejes mayores de las depresiones tienden a orientarse NW-SE, con predominio de las direcciones N140E a N149E (Fig. 3).

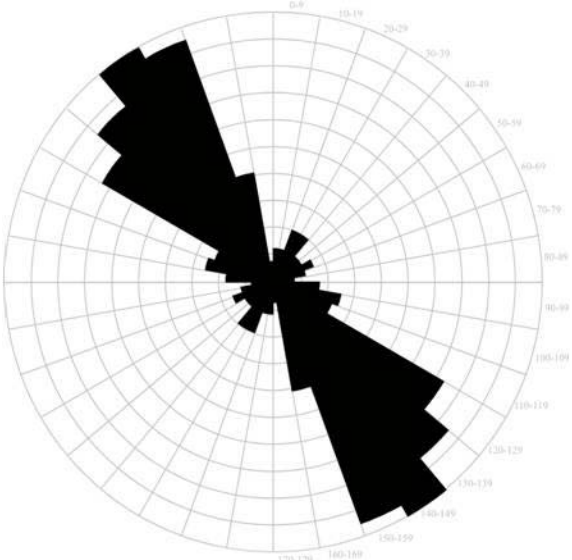


Fig. 3. Diagrama de orientación de los ejes mayores de las cuencas estudiadas (n=241).
Rose diagram of major axis orientation of the studied basins.

Las depresiones tienden a alinearse en planta según las direcciones N130E a N149E, siguiendo un patrón que es coherente con la orientación predominante de sus ejes mayores.

Las fracturas y zonas de cizalla se orientan preferentemente NW-SE, con predominio de las direcciones N130E a N149E (Fig. 4)

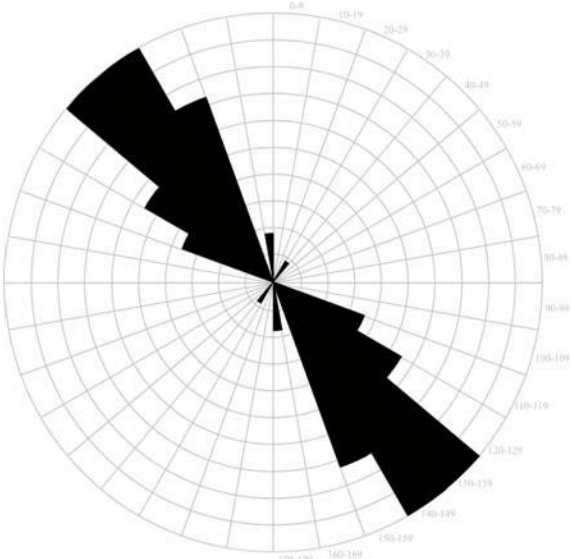


Fig. 4. Diagrama de orientación de las fracturas (n=43).
Rose diagram showing fracture orientation.

Las depresiones más profundas, aquellas ocupadas por lagunas permanentes, se alinean directamente sobre el trazado que siguen en

superficie las zonas de cizalla y las fallas principales (Fig. 5).

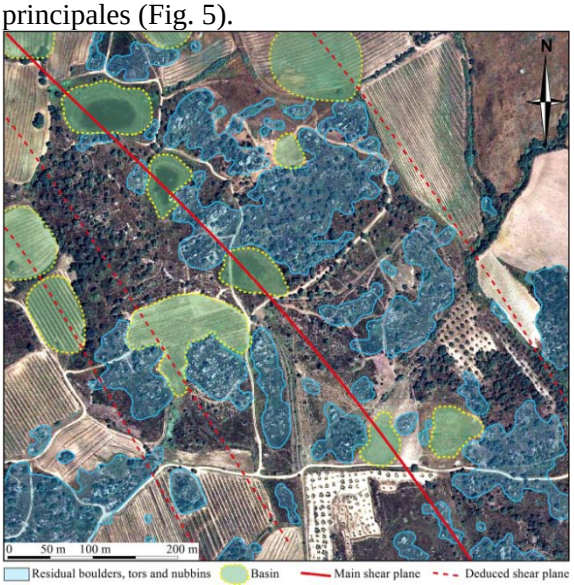


Fig. 5. Esquema geomorfológico de los lagos de la Gotina. *Geomorphological sketch of Gotina lakes.*

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La orientación predominante de los ejes mayores de las depresiones coincide perfectamente con la del sistema de discontinuidades (bandas de cizalla y fracturas), deduciéndose de ello que se han desarrollado bajo un marcado control estructural. La distribución espacial de las depresiones también se relaciona con la estructura tectónica, ya que tienden a alinearse en la misma dirección que los planos de discontinuidad y, en muchos casos, se sitúan directamente sobre los mismos. Patrones parecidos han sido descritos en otras áreas graníticas (e.g. Johansson et al., 2001) y pueden explicarse por la mayor profundidad que alcanza la alteración a lo largo de los planos de discontinuidad del macizo granítico.

REFERENCIAS

Cirés, J., Picart, J., Carreras, J., Morales, V., Losantos, M., Montaner, J., Solà, J. 2001 Mapa geològic de Catalunya 1:25000. Garriguella 220-2-2 (78-20). Generalitat de Catalunya, Institut Geològic de Catalunya, Barcelona.

Cirés, J., Picart, J., Morales, V., Liesa, M., Losantos, M., Pujadas, J. 2002 Mapa geològic de Catalunya 1:25000. Agullana 220-1-2 (77-20). Generalitat de Catalunya, Institut Geològic de Catalunya, Barcelona.

Johansson, M., Migon, P., Olvmo, M. 2001. Development of joint-controlled rock basins in Bohus granite, SW Sweden. Geomorphology, 40, 145-161.

Liesa, M., Carreras, J., Castiñeiras, P., Casas, J.M., Navidad, M., Vilà, M. 2011. U-Pb zircon age of Ordovician magmatism in the Albera Massif (Eastern Pyrenees). Geologica Acta, 9, 93-101.

Migon P., Thomas, M.F. 2002. Grus weathering mantles-problems of interpretation. Catena 49, 5-24.

Migon, P. 2006. Granite Landscapes of the World. Oxford University Press, New York, 416 pp.

Roqué, C., Linares, R., Rodríguez, R., Zarroca, M. 2011. Granite caves in the north-east of the Iberian Peninsula: Artificial hypogea versus tafoni. Zeitschrift für Geomorphologie 55, 341-364.

Roqué, C., Zarroca, M., Linares, R. 2013. Subsurface initiation of Tafoni in granite terrains - Geophysical evidence from NE Spain: Geomorphological implications. Geomorphology 196, 94-105.

TOBAS Y PATRIMONIO EN LA CIUDAD DE FRÍAS (BURGOS). EL PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO COMO PARTE DEL CONJUNTO HISTÓRICO

Tufas and Heritage in the Frias city (Burgos). The gomorphological heritage as a part of the Historic Place.

E. Serrano[1] y M.J. Gónzález Amuchastegui[2]

1 Departamento de Geografía. Universidad de Valladolid. 47011. Valladolid. serranoe@fyl.uva.es
2 Departamento de Geografía. Universidad del País Vasco.

Abstract: The analysis of the natural contents, the tufa and cultural, of the Frías Historical Place shows the importance at different time and spatial scales of natural elements in the historical progress of the all monument. The absence of integrated natural and cultural issues in the management and conservation policies call for a new integrating approach that bring together the tuff and artistic elements in the assessment and management of the whole.

Palabras clave: tobas, patrimonio natural, lugares de interés geomorfológico, conjuntos históricos,
Key words: tufa, natural heritage, geomorphosites, historical places, Frías.

1. INTRODUCCIÓN

En la cuenca alta del Ebro, en los relieves plegados de la Cordillera Cantábrica drenada por el río Ebro, existen más de una quincena de edificios tobáceos de edades pleistocena y holocena (González y Serrano, 2010, 2014). En algunos casos su relación con Monumentos Histórico-Artísticos es clave para entender la ocupación humana y la evolución del paisaje en diferentes periodos históricos desde la Prehistoria hasta la actualidad. El aprovechamiento de recursos hidráulicos ligados a las fuentes kársticas, la localización defensiva, su emplazamiento conectando diferentes ambientes físicos o la génesis de espacios para el baño, son usos comunes del entorno de las tobas. Pero además, constituyen en sí mismas elementos destacados del paisaje, que conforman atractivos elementos para las actividades recreativas (excursionismo, turismo, baño) y culturales.

En este trabajo nos centramos en Frías, Monumento Histórico Artístico (2006) emplazado sobre un edificio tobáceo bien conocido en la actualidad, elemento patrimonial natural (Lugar de Interés Geomorfológico, LIGm), que adquiere aún más interés por su relación con los elementos humanos del conjunto medieval. El Monumento Histórico Artístico es heredero de la figura de Conjunto Pintoresco (1972), y es también Patrimonio Cultural Europeo por su Arquitectura Militar, que incluye el puente medieval (s. XI, Monumento Nacional), y los conventos e iglesias extramuros, que junto a la antigua judería y los molinos del río Molinar están regulados por el Plan Especial de Protección del Conjunto Histórico (2012). Sin embargo, aunque no es posible comprender los elementos humanos sin la existencia de la toba sobre la que se asienta, el edificio calcáreo no se considera en los documentos y estudios sobre protección del paisaje y del patrimonio cultural de Frías y su entorno, ni se incluye entre los elementos de interés, ni tampoco se toma en cuenta en la información cultural o turística.



Fig. 1. Frías y la toba en su ladera sur.
Fig 1. Frías and the tufa in the southern slope.

2. EL PATRIMONIO

2.1. Patrimonio histórico.

La ciudad medieval de Frías se extiende por el promontorio denominado La Muela, edificio tobáceo, que da lugar a un casco alargado entre el castillo, en un extremo, y la iglesia en el otro,

con un caserío alineado en tres calles y hoy amurallado solo en la porción septentrional. En la ladera sur se extiende el caserío, en calles paralelas siguiendo la topo-grafía, donde se localizaban la judería y los barrios que atendían a los más de 13 molinos, batanes y pisones alineados a lo largo del río Molinar. En la Muela se concentran el castillo (s.XV-XVI, Monumento Nacional, 1949) ante-cedido posiblemente por uno romano, la muralla medieval y sus puertas, el Rollo de Justicia (Monumento Nacional, 1963), la iglesia de San Vicente, derruida y hoy reconstruida, y el núcleo de viviendas de tipología urbana (tres alturas y alineadas) que muestran sus relaciones constructivas con la toba, donde se excavaron sótanos, bodegas y habitaciones a favor de su facilidad para ser trabajadas. La toba se extiende exclusivamente en la porción superior, de modo que la villa aprovechó la topografía para situar el recinto amurallado, favorecido por el escarpe natural, y el edificio en cascada para situar la torre del castillo en un acoplamiento natural y cultural de elevado valor simbólico y paisajístico que es hoy la imagen turística de Frías.

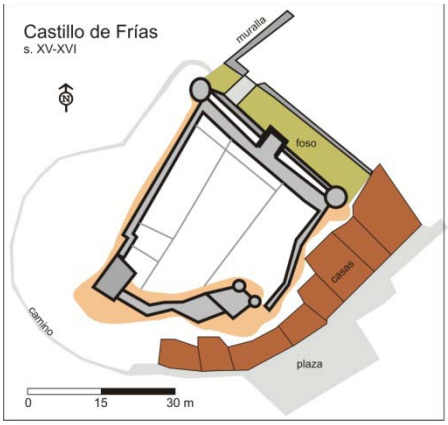


Fig. 2. El castillo de frías, construido en la toba.
Fig 2. The frías Castel, built in the tufa.

2.2. Patrimonio natural. El edificio tobáceo.

El gran edifico tobáceo sobre el que se asienta la localidad de Frías forma un promontorio en el valle de Tobalina a 50 m sobre el río Ebro. Se trata de una formación tobácea exenta, con su porción meridional en resalte y la septentrional aplanada, de 280 m de longitud, 100 m de ancho, y más de 20 m de espesor, muy karstificada y modificada por la actividad humana. El edificio reposa sobre un depósito fluvial colgado sobre el Ebro +30 m, no representado en el sistema de terrazas del valle de Tobalina. La génesis del edificio tobáceo se asocia al paleocauce del río Molinar apoyado sobre dicho depósito detrítico. La estratigrafía del edificio tobáceo muestra formaciones de cascada y facies de musgos y tallos que permiten reconstruir el flujo de dirección SW-NE, y arman la porción elevada de la Torre Sur. El valle que generaba la cascada procedente del paleoMolinar hoy ha desaparecido y motivado la desconexión de este edifico con la topografía actual y el valle del Ebro. Hacia la porción distal pasan a facies en cascada subverticales y subhorizontales con distintas formaciones de cascada y facies de musgos y tallos. La datación del edificio de Frías mediante la técnica de U/Th señala una edad de 160 ka (163.300 +11,1/-9,9) que la sitúa en MIS5. Tras la fase de construcción tobácea hace 160 ka, se inicia la destrucción de los valles en los que se genera y el aislamiento del cerro por erosión diferencial.

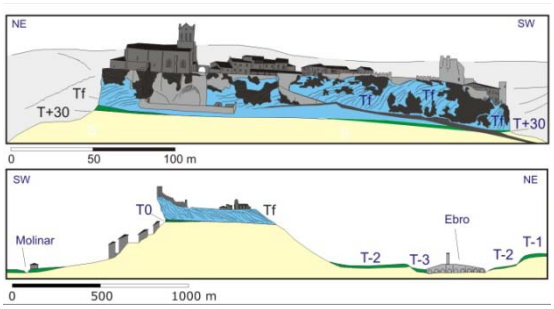


Fig. 3. Frías y Tobalina. T, terraza fluvial. Tf, toba.
Fig. 3. Frías and Tobalina. T, fluvial terrace, Tf, tufa.

2.3. Paisaje, toba y patrimonio: entre lo natural y lo cultural.

Las relaciones entre la toba y el patrimonio cultural responden a unas relaciones escalares de modo que tiempo y escala determinan los actuales espacios con valor patrimonial.

- **Facies.** La construcción tobácea hace 160 ka, propicia elementos en cascada y estratificaciones menores. Desde el s. XI se constata el uso humano del promontorio y de la toba como material constructivo in situ para defensas (murallas, castillo) y viviendas. La construcción se realiza mediante excavación (accesos, caminos, vivienda, depósitos), modo de poblamiento habitual en edificios tobáceos (por ejemplo en Trespaderne), y funcional hasta la etapa contemporánea.

- Elemento (Lugar). La toba ha generado una superficie plana con una cascada en la porción septentrional sobreelevada en la Muela que favorece el uso defensivo (s.XI-XVIII), mediante aprovechamiento de la topografía, con escarpes y murallas, promontorios con torres y rellano superior para la población y las actividades militares y socioeconómicas. El material y su disposición favorecen el acondicionamiento de la torre sobre el promontorio en cascada y la excavación de galerías, escaleras y foso. El uso residencial de la ciudad amurallada se adapta a la topografía, a los condicionantes ambientales y topoclimáticos, y a las necesidades socioeconómicas y la organización social, con una estratigrafía urbana altitudinal bien conservada en la ladera de solana (Castillo-Iglesia, viviendas urbanas, judería, barrios marginales e industria -molinos y batanes-).

- Paisaje. La construcción y erosión del entorno genera una línea del cielo dominante sobre el valle del Ebro, complementada con la calidad estética del castillo medieval y la población Medieval-Moderna en La Muela y la ladera. Complementariedad paisajística natural (génesis y formas mayores) y humano (línea del cielo) con alto valor escénico tanto hacia el edificio tobáceo como desde el edificio tobáceo. El componente natural y cultural se aúna para dar un elevado, y frágil, valor paisajístico al conjunto, hoy fuertemente amenazado por la construcción en el entorno inmediato de La Muela.

Las referencias a las tobas a cualquier escala en los estudios y normativas, como elementos singulares, paisajísticos e interrelacionados con la obra humana son muy escasas. En el Plan de Protección del Conjunto Histórico de Frías (PECH) sólo se menciona de las tobas que es el material de algunas casas, pero no que se trata del subsuelo de la villa. El informe de sostenibilidad ambiental (ISA) y las Normas Urbanísticas Municipales (NUM) señalan que "la ciudad de Frías se encuentra sobre un peñasco de material de toba. (…). Este tipo de roca es muy utilizado en la arquitectura popular de la zona" (p.31 ISA). Más adelante, en relación con los elementos naturales, establecen que "en el término municipal de Frías no aparecen puntos de interés geológico" (p.32, ISA) y ni en los apartados de geomorfología, riesgos naturales o geotecnia se hace referencia alguna a las tobas. Todo ello demuestra que los elementos clave del medio natural no se contemplan en modo alguno como parte integrante de los valores culturales. Su ausencia como Punto de Interés Geológico o Lugar de Interés Geomorfológico, ensombrece la efectividad de las herramientas de gestión territorial y patrimonial (PECH e ISA).

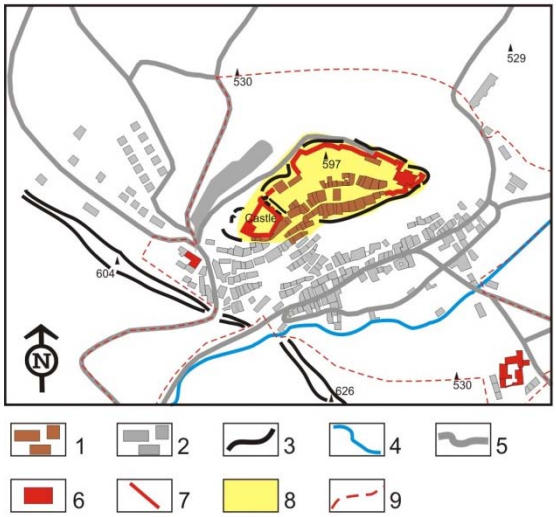


Fig. 4. Emplazamiento de la toba de Frías y los elementos culturales. 1, Casas sobre la toba. 2, casas. 3, crestas rocosas. 4, ríos. 5, viales. 6, Monumentos históricos. 7, muralla. 8, toba. 9, límite de Monumento Histórico.

Fig. 4. Frias tufa location and cultural elements. 1, houses on the tufa. 2, houses out the tufa. 3, scarps. 4, rivers. 5, roads. 6, National monuments and historical building. 7, wall. 8, tufa. 9, National Historic Monument boundary.

3. LA INTEGRACIÓN DE LOS VALORES NATURALES Y CULTURALES

La localización y extensión de la toba muestra la estrecha interrelación entre el patrimonio cultural y natural. El Conjunto Histórico de Frías se inscribe en un medio físico, una toba, que ha condicionado el uso y actividad humana y sobre todo su construcción física. De este modo, el análisis de los elementos estables en el tiempo, naturales (formas, procesos) y humanos (toponimia, construcciones vernáculas o monumentales), son determinantes para la comprensión de la génesis y evolución del patrimonio natural y cultural en sus contextos históricos y naturales. En este caso se impone el emplazamiento, y la resultante será un paisaje equilibrado entre lo natural, la toba y su posición, y lo humano, lo construido en el entorno sobresaliente para la defensa y

vigilancia. La toba de Frías más que un condicionante topográfico es parte activa en el desarrollo del Conjunto Cultural y del paisaje resultante pues su estructura, composición y localización determinan la evolución de todo el conjunto, al facilitar o limitar los usos y actividades a las sucesivas sociedades que ocupan el espacio geográfico.

De la facies de la toba hasta el paisaje, en Frías la escala, junto al tiempo, es determinante. En detalle la génesis de la propia toba muestra facies diferenciadas que arman el conjunto, son los cimientos del castillo o dirigen la elección del emplazamiento de actividades y usos constructivos. A menor escala la mutua relación entre los elementos naturales y culturales es más expresiva. La topografía, con escarpes y rellanos, favorece la utilización defensiva, que esta constatada desde los romanos. No es el contexto geomorfológico, sino la mutua interacción lo que genera el patrimonio natural-cultural doblemente dependiente. A estos elementos dinámicos se suman las construcciones humanas (defensivas, habitación, industrial) que aprovechando y modificando el espacio transforman el entorno natural. La construcción oculta la toba, fácilmente trabajable en las viviendas o sistemas defensivos, sólo hay que ver la torre más alta, el foso del castillo o los lagares de las viviendas, donde la toba y la actividad humana encuentran su total trabazón. Se trata de una ciudad, y por tanto un territorio completamente humanizado, pero existen aún riesgos naturales derivados de la caída de bloques sobre las viviendas y desde los cantiles bajo la ciudad y el castillo. Para el paisaje la toba es la responsable de La Muela, elevada, plana, exenta y de alto impacto paisajístico, "adornada" con las construcciones humanas, que le dotan de valor histórico. Si no existieran sería un lugar de indudable interés geomorfológico a escala de paisaje. Paisaje y patrimonio que tiene su inicio hace 160.000 años y continúa hoy configurándose.

La toba aglutina la interpretación cultural e histórica del conjunto, y es necesaria una visión integradora, donde los elementos (culturales y naturales), el territorio y el paisaje participen en la conservación y gestión del conjunto. Este tratamiento debe partir de una valoración real de los hechos naturales, arqui-tectónicos, artísticos, territoriales y culturales. El hecho de que ninguna normativa de gestión o conservación del patrimonio, folleto o documentación turística se refiera a la existencia de la toba pone de relieve la necesidad de este enfoque integrador que valore todos los elementos significativos del Conjunto Monumental.

4. CONCLUSIONES

La toba de Frías es un elemento paisajístico de primer orden, que ha condicionado el devenir histórico y determina el paisaje actual. Configura un patrimonio natural, como elemento y lugar, corresponsable de un patrimonio de alto valor paisajístico, territorial y cultural. Generó un contexto idóneo para el emplazamiento humano y ha condicionado los usos e interrelaciones en el devenir histórico desde su emplazamiento. Su función defensiva, el desarrollo urbano, la complejidad constructiva y social y la relación con los recursos hidráulicos del arroyo Molinar están determinados por la existencia de la toba.

Es, pues, un conjunto cultural integrado, y la toba un elemento más del paisaje cultural y del territorio en el que se inscribe. El Monumento histórico posee un valor cultural no segregable del relieve y las formas de modelado en el que se inscribe de modo que la terraza y la toba no son sólo un contexto, sino parte del monumento cultural y componente esencial. Por tanto, debe ser incorporado en la gestión y valoración como patrimonio y recurso (cultural, turístico, territorial). La ausencia social e institucional (planes de gestión, políticos, técnicos o guías turísticos), hace necesario promover una nueva actitud, integradora del patrimonio natural y cultural con un fuerte contenido territorial y paisajístico.

REFERENCIAS

Cadiñanos, I. 1991. Frías. Ciudad en Castilla. Ayto. Valle de Tobalina, Burgos.

De la Riva, J.L. (coord.). 2009. Atlas de Conjuntos Históricos de Castilla y León. Consejería de Cultura y Turismo, Junta de Castilla y León, Valladolid.

González Amuchastegui, M.J., Serrano, E. 2013. Acumulaciones tobáceas y evolución del paisaje: cronología y fases morfogenéticas en el Alto Ebro (Burgos). Cuaternario y Geomorfología, 27, 9-32.

González Amuchastegui, M.J., Serrano, E. 2014. Tobas de la cuenca alta del Ebro. En Las Tobas en España, SEG, Madrid (en prensa).

GEOMORPHOLOGICAL MAPPING OF THE SISMOTECTONIC CAVE SYSTEM OF "A TRAPA", RIBADELOURO - TUI (GALICIA, SPAIN)

Cartografía Geomorfológica del Sistema de Cavidades de "A Trapa", Ribadelouro - Tui (Galicia, España)

M. Vaqueiro[1-2], R. Costas[1-2] y R.M. Suárez[1]

1 Club de Espeleoloxía A Trapa (CETRA). Manuel de Castro, 8-3ºD, Vigo 36210. cetra@cetra.es
2 Investigador asociado, Instituto Universitario de Xeoloxía, Universidade de A Coruña.

Abstract: Up to now**,** the A Trapa system is the largest cave of granite blocks in the Iberian Peninsula, the second of Europe and the fifth worldwide. The cave is associated to a reverse fault, and its development, morphology and evolution seems to be influenced by the fault dynamics and the successive movements of blocks toward the axis of the valley bottom. The central sector of the cavity preserves a large pigotite flowstone, the oldest speleothem of this type up to the present. The different deposits allowed establishing minimum Late Holocene ages for the last evolution stage of the cave.

Palabras clave: Granito, cueva, sismo-tectónica, mapa, geomorfología granítica
Key words: Granite, cave, sismo-tectonics, mapping, granite geomorphology

1. INTRODUCTION

The A Trapa system is a group of granite cavities, which channels the underground watercourse of the San Simón River in a section of 240 m, with 94 m difference in height between the sinkhole and the emergence, and a mean watercourse slope of 27º.
1,526.6 m of passages and galleries were mapped, with a difference in height of 86.6 m between the highest and the lowest levels.
The A Trapa system is associated with a reverse fault of N125ºE direction, which coincides with the main underground channel.
The dynamics of the fault (Vidal Romaní et al. 2014) during the Paleogene seems to have triggered a large mass rocky slide with a surface of 5400 m^2 and partially covered the original watercourse of the San Simón River displacing the watercourse toward the North. During dry season, the watercourse has an underground section through the A Trapa cave, but during the periods of big floods, the river works as a double channel: the main watercourse that is displaced by the front of the slide, and the underground one that sometimes drains through A Trapa cave, 15 m below the present surface of the terrain.

1.1. Localization

The system is located at the Ribadelouro parish, Tui township (Pontevedra) on the southern slope of the mountain branch: Aloia Mount – Serra do Galiñeiro. Their permanent sinkhole is located at UTM X:526950, Y:4661152; Z:260 m.

1.2. Geology

The lithology of the area where A Trapa is located consists of a less-deformed two-mica alkaline granite with equigranular texture of medium to coarse grain. In spite of not having influence on the development of the cave, the granite was affected by the phase F2 of the Hercynian deformation with N160ºE direction. IGME (1981).

1.3. Seismo-tectonic characterization

The A Trapa system is located at the Galicia-Trás-os-Montes area of the Variscan massif. It is in the seismic-tectonic dominion I (S Galicia - N Portugal) structurally characterized by the existence of several faults active from the Tertiary up to the Upper Quaternary with prevailing NNE-SSO and N-S orientations (Viveen et al., 2012).
In this seismic-tectonic domain, more than 40 historical earthquakes have been recorded concentrated on the Atlantic littoral and northwest of Portugal. The maximum intensities confirm the existence of an important seismic activity of moderate magnitude in the boundaries of this cave and also epicentres of different importance distributed in the cross-border zone with Portugal. López (2008).
The tectonic horst Monte Aloia – Sierra do Galiñeiro reaches its present position after the

uplift of the zone between the Paleogene and the present. Between 58-24 Myr from the present, the relief uplifts and the Sierra reaches its maximum height of 700 m above present sea-level (Vidal Romaní et al. 2014). From the beginning to the middle Pleistocene the average uplift rate was about 0,8 m·ka^{-1} (Viveen et al., 2013). The uplift continues nowadays about 0.3 m·ka^{-1} with a moderate associated seismic activity (Vidal Romaní et al. 2014).

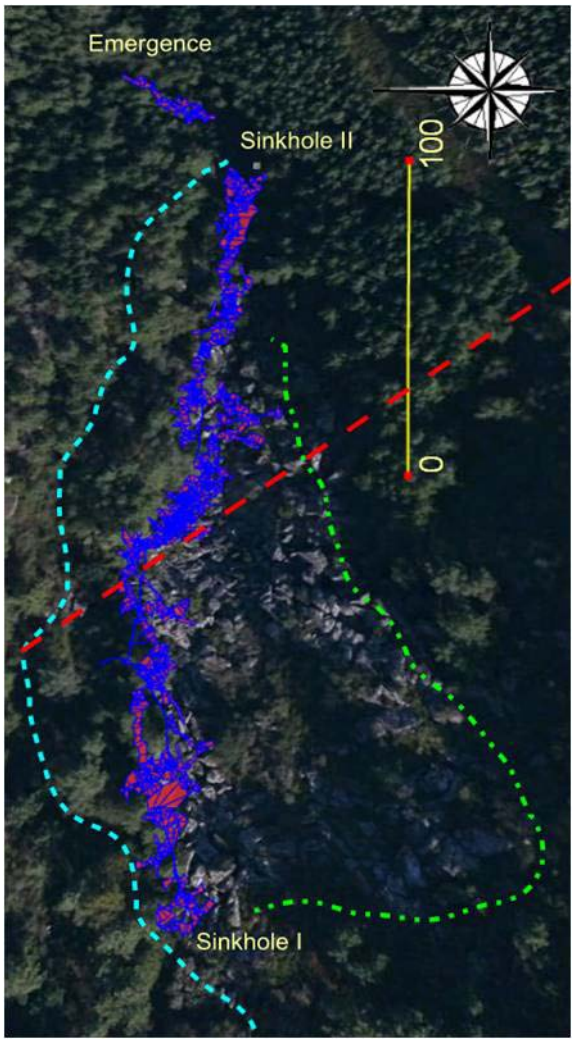


Fig. 1. Ortofotografía con proyección KML de la cueva (azul oscuro). La falla inversa se ha marcado en rojo. El límite del deslizamiento en verde y el curso superficial en cián.
Fig. 1.KML cave model (dark blue) overlaying local orthophotography . Green: head of the rock slide. Red: reverse fault: Cyan: river surface.

1.4. Hydrological and climatic characterization

The watercourse of the San Simón River evolves to ESE of the Serra do Galiñeiro, in an area of pluviometric gradient III (93-100 mm/100 m high) Martínez et al.(1999).

Its headwaters are located close to the top of the Aloia Mount (Tui). The station set on this top recorded an accumulated rainfall for 12 months of 2,356 l/m^2 during the period 2012-2013, with monthly maximum intensities of 408.2 l/m^2.

In spite of this important rainfall, the upstream basin of the permanent sinkhole has a small size (the length of the watercourse is slightly over 1.7 km), thus the large quantities of the river flows are due to the topographic effect of the Serra do Galiñeiro (700 m height) acting as a barrier to the Atlantic storms.

2. MORPHOLOGY OF THE SYSTEM

The A Trapa system formation is very old and perhaps it has followed the following stages: first the release of the rocky substratum from the weathering cover followed by an active dynamics of rocky slopes with collapse of blocks which filled in the lowest parts of the relief originating a system of cavities of “blocks caves” type (Vidal y Vaqueiro, 2007) crossed by the San Simón River.

The relationship between the cave structure and the fault N125ºE allows dividing A Trapa into three large areas: sinkhole or high zone, central or fault zone, and emergence zone.

The present underground watercourse is a channel delimited by either tilted blocks or continuous walls excavated in the “in situ” rock with undulating surfaces. Intermittently, small accumulations of decimetric boulders appear. Small-sized cylindrical potholes and numerous *scallops* were also identified. These erosive forms are located at different height above the present watercourse marking the incision stages of the San Simón River.



Fig. 2. Paleocanal normal a la dirección falla inversa
Fig. 2. Paleoflow orthogonal to the reverse fault

The erosion carried out by the river not only affects the rocky substratum but also the collapsed blocks, which filled the watercourse, thus the slide of the blocks is previous to the channel incision. However, the movements of blocks may have continued later because the potholes were tilted as

the greatest axis is not in vertical position. The existence of several phases (at least two) in the slide of blocks, which covers the San Simón River in the A Trapa zone, is clearly seen. In a first phase, a generalized slide would be produced toward the bottom of the valley and would infill it. In a second phase, there was a new slide, limited to the central area of the A Trapa System, and the accumulation of blocks would cover the underground system. On the blocks of this second phase, which would be located quite above the watercourse, developed potholes are never seen as it happens on the lower blocks.

Both gravitational movements may have been helped by the basal scour made by the river, although they are mainly due to the movement of the N125ºE fault. The successive slides of blocks which took place in the zone are also seen in the changes underwent by the watercourse of the San Simón River in its underground zone. For example, it is normal to observe how the pigotite speleothems cover some old potholes or even the nascent terrace deposits. All this indicates that the conditions of the watercourse along the time went from erosive (development of pothole) to underwater accumulative (deposits of gravels) to subaerial accumulative (pigotite speleothems).



Fig. 3. Cantos rodados fosilizados por pigotita y en proceso de exhumación tras la reactivación del proceso erosivo.
Fig. 3. Boulders fossilized by pigotite are now being exhumed due to the flow reactivation

Up to now, no detailed chronology of the cave evolution could be established but only based on geomorphologic criterion. The sector called Féveros, located at the middle section of the A Trapa cave (heights between -25 and -50 m), shows the most complete sequence of forms and deposits. From floor to ceiling there are: a permanently active channel (- 44 m) and above a hanging watercourse that is only active during rise stage; above there is an intermediate hanging paleolevel (-39 m) only active exceptionally. Above there is a clearly inactive upper paleolevel (-34 m), and finally, there is a relatively superficial cave level (-28 m) which coincides with the second slide of blocks stated before.



Fig. 4. Paleonivel superior de Féveros (-34 m).
Fig. 4. Féveros sector: Upper paleolevel (-34 m)

The dating of the deposits (Sanjurjo et al.(2013), in the paleowatercourse below level -28 m, would have a minimum age of 2.7+-0.60 kyr BP (TL) while the upper level would have a minimum age of 7.05+-0.86 kyr BP (TL). Most of the Paleolithic sites of A Trapa are located at this height (Sanjurjo et al., 2013).



Fig. 5. Paleonivel inferior de Féveros (-42 m).
Féveros sector: Lower paleolevel (-42 m).

The best preserved flowstone of this area of the cave connects the three described paleolevels between heights -36 and -44 m. Its inner zone is 3,670 cal yr BP (C14) and its external part (at present eroded by migration of the river watercourse during flood periods) 2,960 cal yr BP (C14) (Figure 6).

The last section of A Trapa, emergence zone, has a different morphology. It starts after the superficial and underground courses junction, and channellings the course of the San Simón River underground on the last 26 m difference in height

as in the rest of the cave through a chaos of blocks and in the incised parts of the watercourse in the

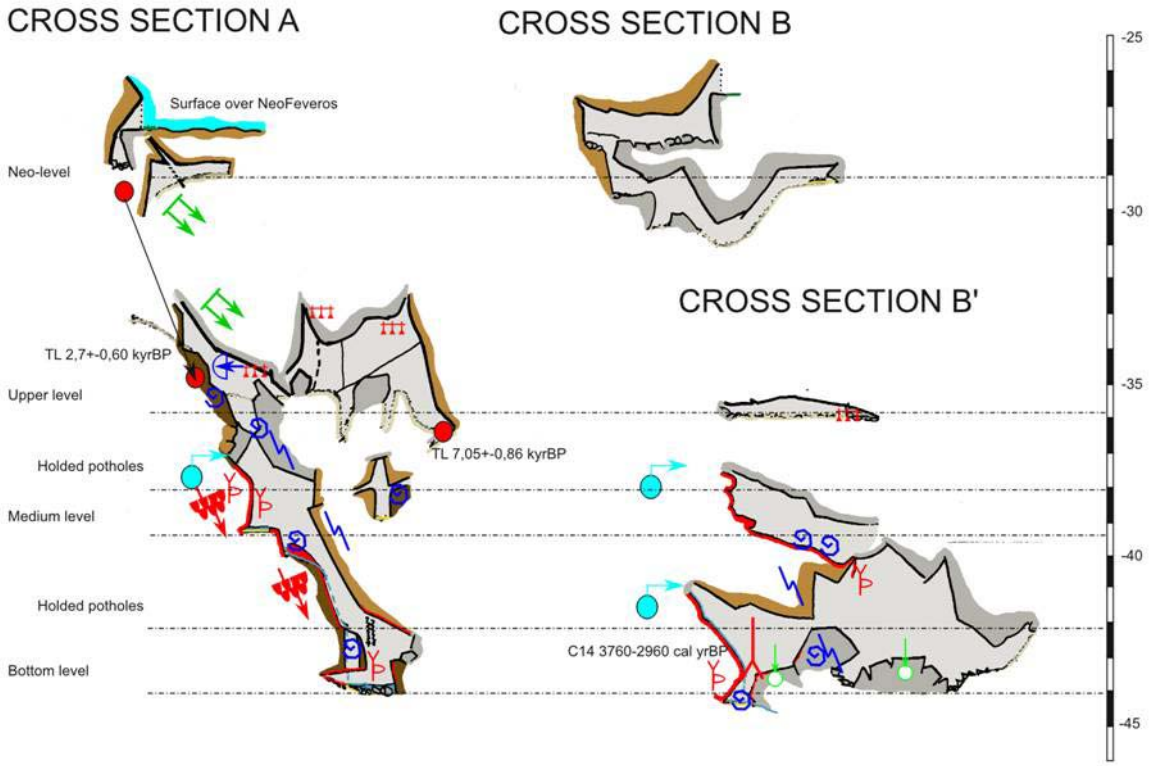


Fig. 6. Dos secciones compuestas sucesivas del sector Féveros. Las formas deposicionales fosilizan formas erosivas previas. Neoformas de erosión se desarrollan sobre las superficies concrecionadas. Colores y símbolos detallados en Costas et al (2013).
Fig. 6 Two successive composed sections of the Féveros sector. The depositional forms fossilize previous erosive forms. Erosion neoforms are developed over the concreted surfaces. Colours and symbols detailed in Costas et al (2013).

rocky substratum "in situ", in a vadose channel with a locally asymmetrical *keyhole* profile similar to the incised conduits of the karstic systems. The widenings of the profile take advantage of the shears zones of the rock in the A Trapa system (Vaqueiro et al. 2011) like in the O Folón.

Acknowledgements
Thanks to Juan Ramón Vidal Romaní, Ana Martelli, David Costas Vázquez, Begoña Barreiro and Elena de Uña, colleagues from CETRA and IUX.

REFERENCES

Costas, R., Suárez, R.M., Vaqueiro, R. 2013. Geomorphological mapping of granite caves. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, Coruña, 37, 89-104.

IGME 1981. Mapa Geológico de España E1:50.000. Tuy 261 (4-12).

López, C. 2008. Actividad sísmica, zonación sismotectónica y riesgo sísmico en el NO de la Península Ibérica. Serie Nova Terra. Instituto Universitario de Xeoloxía. A Coruña, 35,

Martínez, A., Castillo, F., Pérez, A., Valcárcel, M., Blanco, R. 1999. Atlas climático de Galicia. Norme Editorial, Santiago de Compostela, 75.

Sanjurjo, J., Vidal, J.R., Vaqueiro, M., Costas, R., Grandal, A. 2013. TL estimation of ages of pottery fragments recovered from granite caves in the NW coast of Spain. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, Coruña, 37, 73-88.

Vaqueiro, M., Costas, R., Suárez, R.M., López, J.M., Vidal, J.R. 2011. Pseudokarst in granites: How granite caves are developed – the case of Galician caves. Proceedings of the 11th International Symposium on Pseudokarst, Höhlen- und Karstforschung, Dresden, 144-159.

Vidal, J.R., Vaqueiro, M. 2007. Types of granite cavities and associated speleothems: Genesis and evolution. Nature Conservation, Krakow ,63.

Vidal Romaní, J.R., Vaqueiro, M., Sanjurjo, J. 2014. Granite landforms in Galicia. In: Landscapes and landforms of Spain. Eds. Gutierrez M. and Gutierrez M. Springer Verlag.

Viveen, W., Van Balen, R.T., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., Temme, A.J.A.M., Vidal, J.R. 2012. Assessment of recent tectonic activity on the NW Iberian Atlantic Margin by means of geomorphic indices and field studies of the Lower Miño River terraces. Tectonophysics 544-545, 13–30.

Viveen, W., Van Balen, R.T., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., Temme, A.J.A.M., Vidal, J.R. 2013. Reconstructing the interacting effects of base level, climate, and tectonic uplift in the Lower Miño River terrace record: A gradient modelling evaluation. Geomorphology 186, 96-118.

VI. RELIEVES GRANÍTICOS Y CÁRSTICOS

TIPOLOGÍA DE FORMAS GRANÍTICAS EN EL TRAMO MEDIO DEL RÍO MIÑO (OURENSE, GALICIA, NW DEL MACIZO IBÉRICO)

Typology of sculpted forms on granitic bedrock in a middle reach of the Miño River (Ourense, Galicia, NW Iberian Massif).

E. De Uña-Álvarez[1], M.A. Álvarez-Vázquez[2] y R. Rodríguez[3]

1 Departamento de Hª, Arte y Geografía. Área de Geografía Física, Grupo GEAAT, Universidad de Vigo. Pabellón 2, Campus de Ourense (As Lagoas), 32004 Ourense. edeuna@uvigo.es
2 Departamento de Hª, Arte y Geografía, Área de Geografía Física, Grupo GEAAT, Universidad de Vigo.
3 Departamento de Geografía, Área de Geografía Física, Universidad de Santiago de Compostela

Abstract: River channels on granite rock are affecting by continuous change linked to the regional structure, the base-level history, the variability of turbulent flows and the discontinuities set. The morphological properties of the forms in these channels show the dynamic pathways from the erosive processes. This work has been developed in a reach of the Miño river (Galicia, NW of Iberian Massif). The Miño river flow in Ourense lands on granite rock, with an ENE-WSW general direction, between several residual surfaces (mean elevation 400 m). The Reza station (RS) and the Chavasqueira-Outariz station (CS) are located in a recent level of fluvial erosion (100 m a.s.l.), hollow out in bedrock channel. The typology of 146 erosive forms reflects the magnitude/deepness of processes which are related to the discontinuities system.

Palabras clave: marmita, surco, erosión, granito, río Miño
Key words: pothole, furrow, erosion, granite, Miño River

1. INTRODUCCIÓN

En los cauces fluviales sobre roca, las formas erosivas reflejan la interacción de procesos en la incisión y constituyen una variable importante de su desarrollo (Tinkler y Wohl, 1998; Whipple et al., 2000; Springer et al., 2006; Ortega, 2010; Sanchis et al., 2011). Procesos y formas están relacionados con cambios en la tectónica y en el nivel de base (macro-escala); con la variabilidad de la turbulencia, el control de las diaclasas y la dinámica de los elementos morfológicos (meso y micro-escala).

En el sur de Galicia (NO del Macizo Ibérico), el encajamiento de la red fluvial se inicia con la apertura del Atlántico (Mesozoico final). El río Miño posee un trazado sujeto al control estructural de fallas paleozoicas NNE-SSO reactivadas durante el Terciario. El cauce sobre roca, de profundidad mayor que la aparente por efecto de los embalses, presenta una incisión global de 600 m (longitud 315 km). La configuración de su cuenca (18.080 km^2), con aplanamientos a diferentes alturas separados por escarpes tectónicos y terrazas escalonadas, responde a cambios en la dinámica glacio-eustática, al mismo tiempo que tiene lugar el levantamiento de la corteza continental (Vegas, 2010; Viveen et al., 2012 y 2013).

2. ÁREA DE ESTUDIO

En su tramo medio, el Miño discurre encajado entre niveles de aplanamiento con altitud media de 400-600 m. Cerca de la ciudad de Ourense, cambia la dirección N-S hacia el ENE-OSO, y fluye entre niveles de terrazas que enlazan con superficies residuales mediante glacis y escarpes tectónicos (desnivel medio 300 m). El caudal (aportación media anual 607 Hm^3) está regulado por los embalses de Velle (1967 salto de 27 m) y Castrelo (1968 salto de 24 m).

La pendiente del cauce es muy baja (0,3%) y domina la roca expuesta (granito de dos micas, granodioritas). La anchura total del valle oscila entre 3-5 km, con áreas aluviales en las orillas y centro del canal. El margen norte del canal se caracteriza por la presencia de aguas termales. Los antecedentes del trabajo (primer muestreo) se encuentran en De Uña-Álvarez et al. (2009). El área de estudio (100 m s.n.m.) está

delimitada en el nivel erosivo inferior (5-10 m sobre el cauce).

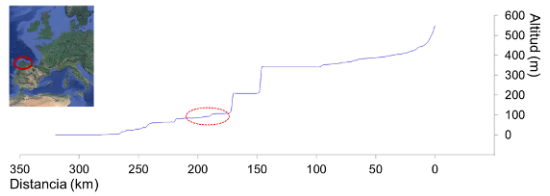




Fig. 1. Área del estudio (Fuente: Google Earth)
Study area (From Google Earth)

3. MATERIAL Y MÉTODOS

Las formas han sido registradas con un sistema de muestreo lineal, a lo largo de 5 km en el margen norte (Chavasqueira-Outariz CS=73 casos) y de 6 km en el margen sur (Reza RS=73 casos). El trabajo de campo tuvo lugar en primavera-otoño de 2011 y 2012. Utilizamos aquí datos cuantitativos (en cm) sobre su profundidad (P), la medida del eje vertical mayor; y su longitud-anchura, las medidas de los ejes en los planos de apertura (superficie S1-S2, fondo F1-F2). El índice de compacidad (Ic=S1/S2) indica la geometría del plano de apertura superior.
El tratamiento de los datos parte de un análisis exploratorio. Los resultados justifican el uso de las medidas de posición (percentil=M) para resumir y clasificar los datos en el contexto de cada muestra.
Las variables para diferenciar grupos morfométricos son la profundidad, la relación entre las medidas seleccionadas y los valores de Ic. El análisis de los tipos resultantes considera los registros cualitativos (posición, estado de las paredes, perfil, depósitos) para definir e interpretar las posibles secuencias de evolución.
Por último, comparamos la tipología de las formas con las propuestas por otros autores en ríos de la Península Ibérica, excavados en rocas graníticas.

4. RESULTADOS

Los resultados del análisis exploratorio revelan que el sesgo y la curtosis estandarizada de las muestras están fuera del intervalo -2/+2, aconsejando el uso de los estadísticos de posición (M) para el tratamiento de los datos. Los valores de los percentiles son similares en las dos muestras (Tablas 1 y 2) salvo en los casos de mayor desarrollo (sobre M95) con ventaja para CS sobre RS de 1.12 (S1), 1.71 (S2) y 1.31 (P).
Las correlaciones por rangos, estadísticamente significativas (Spearman con p-valor <0.05), revelan una asociación positiva muy elevada para S1 con F1 (0.95 en CS, 0.94 en RS) y S2 con F2 (0.93 en CS, 0.85 en RS). La asociación también es positiva, de grado elevado, para P con S1 y S2 (0.75-0.79) en las dos muestras.

Tabla 1. Valores de M en la muestra RS (cm).
Table 1. M values from the RS sample (cm).

M	P	S1	S2	F1	F2
25	5	25	15	20	11
50	11	44	22	33	16
75	20	60	31	57	22
95	62	90	48	80	38

Tabla 2. Valores de M en la muestra CS (cm).
Table 2. M values from the CS sample (cm).

M	P	S1	S2	F1	F2
25	4	27	14	17	10
50	11	41	26	30	17
75	27	56	40	45	30
95	95	109	70	96	65

Las variables morfométricas definen tres grupos de formas (Tablas 3 y 4) con diferentes secuencias de desarrollo.
El grupo Ar mantiene la relación dimensional S1=S2>P con apertura circular, perfil abierto y valores muy bajos en profundidad, longitud y anchura. El grupo B mantiene S1>S2>P con apertura elíptica, perfil cóncavo y valores bajos de profundidad; S1 llega a superar el valor de 1 m, duplicando el de S2, en más de la mitad de los casos.
En el grupo A esta propiedad solo afecta a los casos de mayor dimensión; las formas A poseen apertura circular o elíptica y perfiles complejos; los valores de profundidad son los más elevados en las muestras.

Tabla 3. Grupos en la muestra RS (P en cm, Ic).
Table 3. Groups in the RS sample (P in cm, Ic).

M	B	Ar	A	IcB	IcAr	IcA
25	4	6	29	1.8	1.0	1.3
50	8	9	43	2.3	1.1	1.5
75	14	12	62	2.9	1.1	1.8
máx	28	17	95	3.8	1.2	2.0

Tabla 4. Grupos en la muestra CS (P en cm, Ic).
Table 4. Groups in the CS sample (P in cm, Ic).

M	B	Ar	A	IcB	IcAr	IcA
25	3	2	25	1.8	1.0	1.4
50	5	5	42	2.2	1.1	1.8
75	10	10	70	2.6	1.1	1.9
máx	26	13	125	5.8	1.2	2.7

Todos los grupos están relacionados con la red de diaclasas, que controla su distribución espacial y la dirección de su crecimiento. Siguiendo la tipología de Richardson y Carling (2005) el grupo Ar integra pequeñas cavidades ubicadas en superficies rocosas horizontales: de meteorización ("saucer-shaped") en las áreas inundadas esporádicamente, y de erosión fluvial ("potholes" incipientes) en áreas sujetas a turbulencia (Fig. 2). En el grupo B dominan los surcos ("furrows") alineados en los resaltes rocosos, con los ejes mayores paralelos u oblicuos a la corriente (Fig. 3).



Fig. 2. Formas erosivas Ar, B, A en estado incipiente (CS izquierda, RS derecha)
Erosive forms Ar, B, A in incipient stage (left CS, right RS)

Las formas A integran las marmitas de erosión fluvial ("potholes") localizadas en la proximidad del canal. Los surcos y las formas abiertas con perfil en herradura ("flutes") del grupo B son los tipos de mayor frecuencia (RS 63%, CS 58%) seguidos por los diversos tipos de marmitas del grupo A (RS 23%, CS 37%).
Los máximos de profundidad en los grupos Ar y B corresponden al techo de su valor en las formas de desarrollo incipiente (percentil 25) del grupo A (Fig. 4). En este estado de menor desarrollo, los ejes de apertura de las marmitas, superficial y basal, son <40 cm; domina la relación S1>S2>P con fondos planos, hasta que P alcanza 20 cm y aparece la relación S1=S2=P con fondos cóncavos.



Fig. 3. Formas erosivas B en estado de máximo desarrollo (CS izquierda, RS derecha)
Erosive forms B with a stage of maximum development (left CS, right RS)

Al seguir creciendo en profundidad (valor P entre percentil 25-75) las marmitas aumentan la dimensión de sus ejes de apertura (en RS hasta 60 cm, en CS hasta 90 cm); cuando P=40 cm encontramos S1=P>S2 y S2=P>S1; los fondos son compuestos (Fig. 4) y retienen un espesor de depósitos (cantos, arenas) >10 cm.



Fig. 4. Marmitas en estado de desarrollo moderado y avanzado (muestra RS)
Potholes with a moderate and big stage of development (RS sample)

La transición hacia un estado más avanzado de desarrollo, con el incremento de la profundidad (percentil 75) está marcada por la relación P>S1>S2 que caracteriza los casos de mayor dimensión (ejes máximos de apertura en RS 95 cm, en CS 120 cm). Estas marmitas (Fig. 5) poseen paredes en escalón, perfiles truncados y fondos sobre-excavados; contienen >20 cm de cantos y arenas.



Fig. 5. La marmita de mayor dimensión en el área de estudio (muestra CS)
The biggest pothole in the study area (CS sample)

Las marmitas reflejan condiciones similares a varios casos estudiados en lechos rocosos graníticos del Macizo Ibérico. Identificamos las formas tipo A, B, C, y D que Nemec et al. (1982) diferenciaron en el río Salor; siguiendo sus criterios y los de Lorenc et al. (1994) la secuencia de desarrollo de las marmitas en RS y CS es característica de procesos erosivos recientes. La estrecha relación entre las propiedades y estado de estas formas erosivas con las diaclasas se reconoce en la presencia de tipos en lágrima, en riñón, "multi-joint", lateral y truncado (Ortega et al., 2013).

5. CONCLUSIONES

La metodología del trabajo ha mostrado su utilidad para definir y comparar las formas de erosión fluvial en canales excavados en roca granítica. La tipología resultante refleja las diferencias en la dinámica de la erosión fluvial, con mayor intensidad de los procesos en el margen cóncavo del canal. Las formas incrementan su tamaño con mecanismos de retroalimentación positiva; los cambios en su configuración están relacionados con valores límite (umbrales) de las dimensiones y con el control de las diaclasas.

REFERENCIAS

De Uña-Álvarez, E.; Vidal-Romaní, J.R.; Rodríguez, R. 2009. Erosive forms in river systems. En Romero, A., Belmonte, F., Alonso, F., López, F. (Eds.): Advances in Studies on Desertification. Contributions to the International Conference in Memory of Professor J.B. Thornes, Murcia, 465 - 468.

Lorenc, M.W.; Muñoz, P.; Saavedra, J. 1994. The evolution of potholes in granite bedrock, W Spain. Catena, 22, 265 - 274.

Nemec, W.; Lorenc, M.W.; Saavedra, J. 1982. Potholed granite terrace in the río Salor valley, western Spain: a study of bedrock erosion by floods. Tecniterrae, 50, 6 - 21.

Ortega, J.A. 2010. Morfología de los ríos en roca. Variaciones y tipología. En Ortega, J.A., Durán, J.J. (Eds.): Patrimonio geológico: los ríos en roca de la Península Ibérica. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie Geología y Geofísica, Madrid, 4, 55 - 77.

Ortega, J.A.; Gómez-Heras, M.; Pérez-López, R.; Wohl, E. 2013. Multiscale structural and lithologic controls in the development of stream potholes on granite bedrock rivers. Geomorphology, 204, 588 - 598.

Richardson, K.; Carling, P. 2005. A typology of sculpted forms in open bedrock channels. Geological Society of America, Special Paper, 392, 107 pp.

Sanchis, C.; Segura, F.; Rosselló, V.M. 2011. Distribution of bedrock cannel erosion: micro and mesoforms in fluviokarstic canyons. Cuaternario y Geomorfología, 25 (3-4), 59 - 69.

Springer, G.S.; Tooth, S.; Wohl, E.E. 2006. Theoretical modelling of stream potholes based upon empirical observations from the Orange River, Republic of South Africa. Geomorphology, 82, 160 - 176.

Tinkler, K.J.; Wohl, E.E. 1998. Rivers over Rock: fluvial processes in bedrock channels. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 107, 323 pp.

Vegas, R. 2010. La continuación de la Cordillera Cántabro-Pirenaica en el borde atlántico de la Península Ibérica. Geogaceta, 48, 179 - 181.

Viveen, W.; Braucher, R.; Bourlès, D.; Schoorl, J.M.; Veldkamp, A.; Van Balen, R.T.; Wallinga, J.; Fernández-Mosquera, D.; Vidal- Romaní, J.R., Sanjurjo-Sánchez, J. 2012. A 0.65 Ma chronology and incisión rate assesment of the NW Iberian Miño River terraces based on ^{10}Be and luminescence dating. Global and Planetary Change, 94-95, 82 - 100.

Viveen, W.; Schoorl, J.M.; Veldkamp, A.; Van Balen, R.T.; Desprat, S.; Vidal-Romaní, J.R. 2013. Reconstructing the interacting effects of base level, climate and tectonic uplift in the lower Miño terrace record: A gradient modelling evaluation. Geomorphology, 186, 96 - 118.

Whipple, K.X.; Hancock, G.S.; Anderson, R.S. 2000. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. Geological Society of America Bulletin, 112 (3), 490 – 503.

INFLUENCIA DE LA POSICIÓN EN EL DESARROLLO DE FORMAS GRANÍTICAS. EL CASO DE LAS PÍAS (GNAMMAS, WEATHERING PITS) EN LA SIERRA DE GOMARIZ (GALICIA, NW DEL MACIZO IBÉRICO).

How position influence the development of granitic forms. Gnammas (weathering pits) in the Sierra de Gomariz (Galicia, NW Iberian Massif)

E. De Uña-Álvarez[1] y M.C. Cuquejo-Bello[1]

[1] Departamento de Hª, Arte y Geografía, Área de Geografía Física, Grupo GEAAT, Universidad de Vigo. Pabellón 2, Campus Universitario As Lagoas (Ourense), 32004 Ourense, edeuna@uvigo.es
[1] Departamento de Hª, Arte y Geografía, Área de Geografía Física, Grupo GEAAT, Universidad de Vigo.

Abstract: Gnammas (weathering pits) are small depressions developed on flat or gently sloped rock surfaces in granitic landscapes. These minor forms also can be developed in greatly sloped surfaces when they are located in a border position on the rock. This work proves the role of the forms position on their morphological properties and pattern evolution. Study cases come from the Sierra de Gomariz summit (Galicia, NW Iberian Massif) where the cavities are located in flat, gently and greatly sloped rock surfaces. The results show several groups of gnammas, closely related to the position, and explain their differential development.

Palabras clave: granito, microformas, desarrollo, pías, Galicia
Key words: granite, minor forms, development, gnammas, Galicia

1. INTRODUCCIÓN

Las gnammas (vasques, weathering pits) delimitan subsistemas geomorfológicos en el paisaje granítico. En Galicia reciben el nombre de pías. Tienden a incrementar su tamaño con el tiempo modificando las propiedades de su configuración inicial.

La Sierra de Gomariz está localizada en el sector septentrional de la cuenca del río Salas (sur de la provincia de Ourense, Galicia, noroeste del Macizo Ibérico). Las altitudes máximas son los picos de Raiña Loba (1.161 m) y Travesa (1.177 m). Dominan el basamento rocoso las granodioritas y el granito de dos micas. Los primeros resultados del estudio de una muestra de pías (242 cavidades) avanzan la relación de las dimensiones (límites del crecimiento) y de los rasgos morfológicos con su desarrollo en diferentes sectores de las superficies rocosas (centro, periferia, bordes).

2. ÁREA DE ESTUDIO

Gomariz representa un fragmento de la llamada "penillanura de cumbres" (Hernández-Pacheco, 1949) o "superficie antigua" de Galicia (Solé-Sabarís, 1983) con altitud entre 600 y 2.200 m. Corresponde también a la superficie de mayor edad geomorfológica identificada en la vecina sierra fronteriza de Gerês-Xurés (Coude-Gaussen, 1981; Brum, 1986). Un replano rocoso, desmantelado por la acción fluvial del río Salas con una extensión aproximada en longitud de 5 Km (41º 56´10´´- 41º 59´40´´ N y 7º 43´30´´ - 7º 46´10´´ O) en dirección NE-SO (Fig. 1). Las pías, en su sector de cumbres (Fig. 2), están ubicadas en las superficies rocosas, planas o inclinadas, y en los bordes de los bloques.

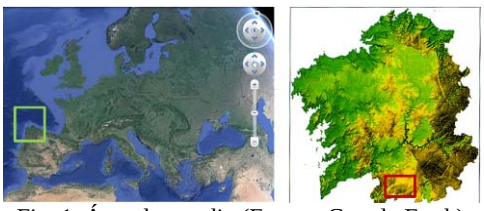


Fig. 1. Área de estudio (Fuente: Google Earth)
Study área (from Google Earth)

3. MATERIAL Y MÉTODOS

El área de muestreo ha sido dividida en cuatro sectores equivalentes entre la isohipsa de 900 m

y la cota culminante. Los datos proceden de un muestreo estratificado en intervalos de altitud, siguiendo el método de casos consecutivos (2012-2013).

El protocolo de campo ha sido utilizado en otros trabajos (De Uña, 1996, 1999 y 2002). En cada forma se han medido la longitud y la anchura del plano horizontal (superior y basal) que reflejan el estado del crecimiento en la apertura de la cavidad; y la profundidad máxima, que indica el valor del ahondamiento. Los registros sobre la localización de las pías (ubicación, propiedades de la roca, sistema de discontinuidades) y su configuración (tipo de plano de fondo, estado de las paredes, depósitos y grado de colonización) caracterizan las condiciones de estado relacionadas con dinámicas evolutivas estables o inestables. Con esta información se ha elaborado la base de datos en el programa SPSS, para obtener posteriormente los indicadores de referencia en su interpretación.



Fig. 2. Las cumbres de Gomariz (a) con pías desarrolladas en superficies (b) y bloques graníticos (c)
The Gomariz summit (a) with gnammas developed in surfaces (b) and granitic blocks (c)

4. RESULTADOS

4.1. Morfología

La mayoría de las pías son de tipo pan o pit y cilindro (Vidal-Romaní y Yepes, 2004; Twidale y Vidal-Romaní, 2005; De Uña-Álvarez y Vidal-Romaní, 2006). Los máximos en longitud y anchura sobrepasan el valor de 4 metros (casos coalescentes). El valor máximo en profundidad es de 1.44 metros; sin embargo, en más de la mitad de los casos la profundidad se mantiene entre 10-29 cm. Muchas cavidades han perdido la capacidad de retención de agua por la erosión de una de sus paredes (46% de la muestra).

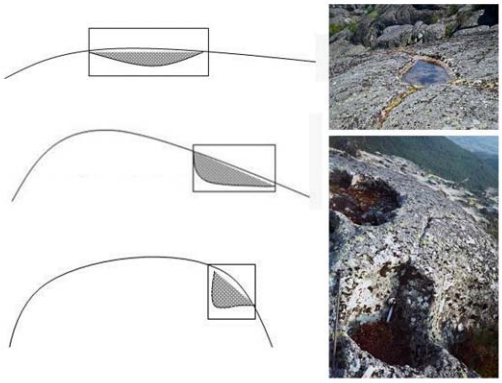


Fig. 3. Posición de las pías en el área de estudio
Gnammas position in the study area

El 36% de los casos se localizan en una superficie plana. El tipo dominante (39%) son las pías excavadas en superficies ligeramente inclinadas (Fig. 3). Con menor frecuencia, aparecen en superficies rocosas muy inclinadas (16%) o paredes verticales (9%).

Las pías que se desarrollan sobre una superficie rocosa plana, en su área central, presentan contornos regulares y bordes romos. Entre estas cavidades de fondo plano (48%) y cóncavo (52%) son frecuentes perfiles con secciones laterales sobre-excavadas en su base. En primavera-verano contienen varios centímetros de altura de agua. Excepcionalmente carecen de algún borde, o lo tienen muy rebajado (10% del total de los casos): arenas, limos y vegetación ocupan parcialmente su fondo.

Las pías en superficies ligeramente inclinadas, se ubican igualmente en el área central de las superficies rocosas. Prevalecen los tipos con fondo cóncavo (60%) con perfiles agudos y romos. Los depósitos están presentes en todas las pías (arenas, limos) y el grado de colonización vegetal es elevado. El canal de desagüe es incipiente o de desarrollo moderado en la mitad de los casos de este grupo.

Prácticamente la totalidad de las pías ubicadas en superficies rocosas muy inclinadas (82%) tiene fondos cóncavos. El perfil de las paredes es agudo (54%) o romo (43%), con importancia de los casos sobre-excavados en su base (38%). El espesor de los depósitos en el interior de algunas pías alcanza 21 cm cuando el canal de desagüe no está bien desarrollado.

Cuando la posición de las pías coincide con el borde de las superficies y de los bloques, la mayoría presentan fondos cóncavos (77%). Las

paredes sobre-excavadas se encuentran en el 50% de los casos. Más de un tercio de estas pías cuentan con un canal de desagüe bien desarrollado. No contienen agua, aunque existe la marca del nivel máximo alcanzado por el agua de lluvia bajo el umbral de desborde.

4.2. Desarrollo

Los registros de profundidad de las pías muestran una variabilidad relacionada con su posición (Tabla 1). Resulta una asociación de signo positivo entre el incremento de la inclinación y el incremento de la mediana del valor de profundidad (P).

Tabla 1. Posición de las pías y valores P.
Table 1. Gnammas position and P values.

Posición	Área	Casos	P (cm)
Horizontal	centro	86	21
Sub-horizontal	centro	95	23
Inclinada	periferia	39	27
Vertical	borde	22	44

Además, el incremento de la inclinación en la posición de las pías supone mayor presencia de perfiles complejos, sobre-excavados, y mayor desarrollo del canal de desagüe (exutorio). Con una tendencia inversa, la simetría entre los planos de apertura (superficie/fondo) y la colonización biótica es mayor en los tipos desarrollados en superficies horizontales o poco inclinadas, salvo en los casos coalescentes conectados a los bordes (Fig. 4).

En las pías identificadas sobre superficies planas o ligeramente inclinadas, poco profundas son más frecuentes los fondos planos y carecen habitualmente de exutorios bien desarrollados. En las pías sobre superficies muy inclinadas dominan los fondos cóncavos, las paredes sobre-excavadas y los exutorios de mayor dimensión.



Fig. 4. Sistemas bióticos en pías aisladas y coalescentes (conectadas en posición de borde)
Biotic systems in isolated and merged gnammas (connected in border position)

Estos rasgos adquieren mayor complejidad en las pías localizadas en superficies verticales. Estas formas de pared constituyen un grupo con una tendencia evolutiva que las diferencia del resto de los casos. La distribución de los valores de profundidad (Fig. 5) confirma la diferencia en su patrón de desarrollo, más rápido y similar al de las marmitas fluviales en un estado de desarrollo incipiente.

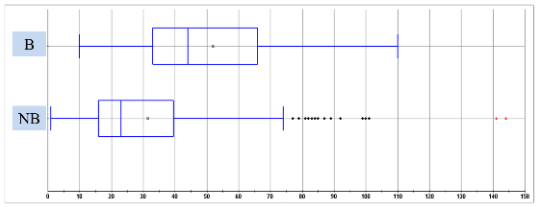


Fig. 5. Distribución de los valores de profundidad para pías en posición de borde (B) y otras posiciones (NB)
Distribution of depth values from gnammas developed in border (B) and no border (NB) position

5. CONCLUSIÓN

La variable de posición ejerce un papel de control en el crecimiento y en la configuración morfológica de las cavidades.

Las pías ubicadas en superficies planas o ligeramente inclinadas son poco profundas, salvo en casos coalescentes conectados a bordes. Las pías ubicadas en superficies muy inclinadas son más profundas, con paredes sobre-excavadas en la base y con exutorios de mayor desarrollo. Las pías identificadas en paredes verticales (formas tipo pared) presentan condiciones particulares; representan un grupo candidato a futuros estudios de detalle.

Agradecimientos

Las autoras agradecen las observaciones y comentarios de los profesores J.R. Vidal-Romaní, R. Rodríguez y B. Comendador sobre la elaboración del estudio, así como las sugerencias en su revisión.

REFERENCIAS

Brum, A. de. 1986. L´évolution tectonique tertiaire et quaternaire dans le NW du Portugal. Ponencia, Reunión para la Correlación de Procesos geomorfológicos, sedimentarios y tectónicos en el NW de la Península Ibérica. CSIC, Madrid.

Coude-Gaussen, G. 1981. Les Serras de Peneda e do Gêres. Étude géomorphologique. Memorias do Centro de Estudos Geográficos, 5, 254 pp.

De Uña-Álvarez, E. 1996. Análisis morfométrico de gnammas en rocas graníticas. Resultado de un estudio piloto en Galicia. Minus, V, 141- 154.

De Uña-Álvarez, E. 1999. Evidencias y pruebas significativas sobre la degradación subaérea en formas menores graníticas: análisis de casos. Cadernos do Laboratorio Xeolóxco de Laxe, 24, 177 - 190.

De Uña-Álvarez, E. 2002. Estudio de microformas graníticas tipo gnamma. Fundamentos, variables y aplicación en pías de Ourense y A Coruña (Galicia). En Longares, L.A. y Peña, J.L. (Eds.): Aportaciones geográficas en Memoria del Profesor L.M. Yetano Ruiz. Universidad de Zaragoza, 529 - 537.

De Uña-Álvarez, E.; Vidal-Romaní, J.R. 2006. Trayectorias morfológicas de las pías (vasques, gnammas). Actas IX Reunión Nacional de Geomorfología, Santiago de Compostela, 795 - 802.

Hernández-Pacheco, F. 1949. Geomorfología de la cuenca media del Sil. Memoria de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid, XII, 114 pp.

Solé-Sabarís, L. 1983. Evolución del borde septentrional: Macizo Galaico y Cordillera Cantábrica. En Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos, II, 599 - 600.

Twidale, C.R.; Vidal-Romaní, J.R. 2005. Landforms and Geology of Granite Terrains. Hardbound, Balkema, 364 pp.

Vidal-Romaní, J. R.; Yepes, J. 2004. Historia de la mofogénesis granítica. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 29, 89 – 163.

DIVERSIFICACIÓN INTERNA DE LOS TAFONI. RESULTADOS DE UN ESTUDIO PILOTO EN EL MACIZO DE OURENSE (GALICIA, NW DEL MACIZO IBÉRICO).

Diversification inside tafoni forms. Some results from an exploratory study in Ourense massif (Galicia, NW Iberian Massif).

E. de Uña-Álvarez[1], J. R. Vidal-Romaní[2] y J. Sanjurjo-Sánchez[2]

1 Departamento de Historia, Arte y Geografía, Área de Geografía Física, Grupo GEAAT, Universidad de Vigo. Pabellón 2, Campus As Lagoas (Ourense), 32004 Ourense, edeuna@uvigo.es
2 Instituto Universitario de Geología, Universidad de Coruña. Campus de Elviña, Edificio SAI, 15071 Coruña.

Abstract: Tafoni are small caves frequently developed in granitic rocks. These forms are basal and lateral hollows on the undersides of the rock mass, extended upwards. They show a size range from cm to m with diverse opening plane shape. Their inner walls may be regular, flaked, honeycombed, ribbed or scalloped. The systematic register and analysis of these cavities into several tafoni in Galicia (Ourense massif) demonstrates their morphological diversity related to the landform development. The results of this study show different paths between constant and changeable trends. Thresholds between development stages involve diversification of the inner morphology that is related to self-limitation feedbacks.

Palabras clave: tafoni, granito, diversificación, Galicia, Macizo Ibérico
Key words: tafoni, granite, diversification, Galicia, Iberian Massif

1. INTRODUCCIÓN

Los tafoni son formas significativas de la meteorización y de la erosión de los macizos rocosos. La posición de su plano de apertura distingue tipos basales y laterales. Son frecuentes, aunque no exclusivos, en los afloramientos graníticos (Klaer, 1956; Rondeau, 1961; Demek, 1964; Godard, 1977; Goudie, 2004; Twidale y Vidal-Romaní, 2005; Migon, 2006). El desarrollo en el interior de la roca de estas formas "huecas", con perfil elipsoidal o esférico, total o parcialmente cerradas, evoluciona por el aumento de sus dimensiones (Calking & Cailleux, 1962; Matsukura y Matsuoka, 2000; De Uña-Álvarez, 2004; Strini et al., 2008) que se realiza por desagregación granular y en placas durante ciento o miles de años en condiciones epigénicas (Twidale y Vidal-Romaní, 2005; Vidal-Romaní, 2008; Gregory y Goudie, 2011; De Uña-Álvarez, 2012).

2. PLANTEAMIENTO

En las superficies internas de los tafoni se desarrolla frecuentemente la estructura en panal, un tipo específico de desagregación durante su crecimiento (Turkington y Phillips, 2004; Twidale y Vidal-Romaní, 2005). Hasta el momento, los análisis morfométricos realizados para investigar los tafoni parten de registros que consideran el vaciado casi total de un bloque rocoso.

El planteamiento de un estudio piloto en el macizo granítico de Ourense (Galicia meridional, NO del Macizo Ibérico) tiene como finalidad explorar la diversificación interna relacionada con el incremento en las dimensiones de la cavidad. El macizo granítico de Ourense es un cuerpo intrusivo de granodioritas post-cinemáticas. Los datos proceden de una muestra de 12 casos, registrados a lo largo de su reborde NE. En el área del estudio el río Loña, antes de confluir con el Miño (100 m s.n.m.), fluye en dirección E-O. El cauce está encajado entre dos replanos topográficos (300-500 m s.n.m.) cerca de la ciudad de Ourense (Sabadelle y Montealegre). Las formas analizadas (Fig. 1) se localizan en la

base y en las paredes de relieves residuales (tor), entre las laderas y el sector culminante de estos replanos graníticos.



Fig. 1. Bloques Tor con tafoni (Ourense, Galicia)
Tor blocks with tafoni development (Ourense, Galicia)

3. METODOLOGÍA

En cada tafone las variables consideradas para este estudio piloto son: la longitud (Lt) y la anchura (At) del plano de apertura (medidas de sus ejes); la profundidad máxima (medida del eje vertical Pt); el número de cavidades internas (Nc); y la profundidad máxima de las mismas (Pc). Sus valores y los del índice de compacidad (Ic=Lt/At) identifican los rasgos morfométricos generales en la muestra.
El tratamiento estadístico de los datos proporciona las medidas robustas de centralidad y de posición, además de las correlaciones entre las variables. Estas correlaciones son el punto de partida para la interpretación de las tendencias detectadas en el proceso de crecimiento. Para explorar los patrones de diversificación (número y profundidad de las cavidades internas) se aplica la técnica de cluster, representando la estructura de cada forma en una serie de dendogramas. El método de cluster seleccionado es el jerárquico aglomerativo (distancia euclídea, método del vecino más próximo).

4. RESULTADOS

El rango de los registros oscila entre 0.53-2.0 m para Lt; 0.53-1.89 m para At; 0.10-1.30 m para Pt. Para la cavidad interna de mayor dimensión en cada caso resultan intervalos de 30-92 cm en longitud, 25-60 cm en achura y 8-70 cm en Pc. El conjunto (Tabla 1) representa un estado incipiente-moderado del desarrollo de las formas en ambiente subaéreo.

Tabla 1. Muestra del estudio.
Tabla 1. Study sample.

NT	Alt	Pt	Nc	Ic
S1	225	12	3	1.84
S2	250	14	3	1.37
S3	310	22	4	1.48
S4	270	32	5	1.50
S5	280	67	8	1.31
S6	170	60	9	1.17
S7	190	15	3	1.00
S8	280	10	3	1.00
M1	360	17	3	1.33
M2	335	27	4	1.19
M3	335	130	9	1.53
M4	480	35	6	1.43

NT código del caso, ALT posición s.n.m. (m), Pt profundidad máxima, Nc cavidades internas, Ic=Lt/At
NT case number, ALT position s.n.m. (m), Pt máximum depth, Nc number of inner cavities, Ic=Lt/At

Las correlaciones significativas entre variables (p-valor<0.05) según el coeficiente de Spearman, indican fuerte asociación positiva entre Lt y At (0.84); Lt y Pt (0.80); Lt y Nc (0.71); Pt y Nc (0.95); la estrecha relación entre Pt y Nc (coeficiente de Pearson 0.88) toma la forma de una trayectoria multiplicativa (Fig. 2) con el incremento de la dimensión de los tafoni. Resulta también esta relación entre Pt y la Pc de la cavidad de mayor dimensión en su interior (Fig. 2) con un coeficiente de correlación de 0.97 (Pearson).

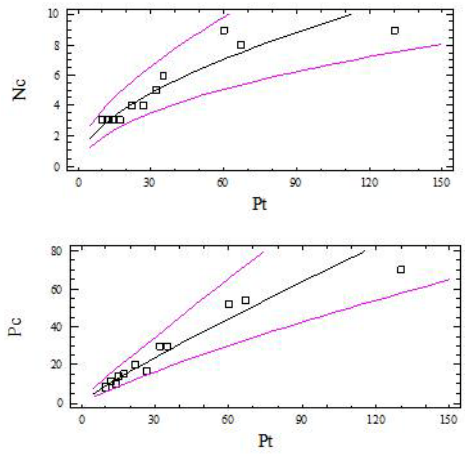


Fig. 2. Relación multiplicativa entre profundidad (Pt) y diversificación interna (Nc, Pc de la cavidad de mayor dimensión en el interior de cada caso)
Multiplicative model for the relations between the depth (Pt) and the inwards diversification (Nc, Pc from the biggest hollow inward each tafone)

En el 50% de la muestra domina la apertura en horizontal (casos Ta); estas formas son de profundidad moderada (S3-S4-S5-M1-M2-M4) con medidas en Lt-At entre 1.20 m y 1.95 m mientras que las de Pt se mantienen entre 17-67 cm; el plano de apertura es circular o elíptico. Otras formas (S1-S2-S6-S7-S8-M3) reflejan menor anisotropía en su desarrollo (casos Tb), oscilando Lt y At entre 0.53-2 m, y Pt entre 0.10-1.30 m; el plano de apertura es circular en casos incipientes poco profundos, y elíptico en los de desarrollo más avanzado.

Los dendogramas resultantes del cluster, partiendo del total de cavidades internas y sus valores de profundidad en cada caso, muestran el mayor o menor grado de semejanza entre los niveles de diversificación interna (Nc) y sus magnitudes (Pc). En los casos Ta (Fig. 3) la variable Nc dobla su valor inicial una vez que los tafoni han duplicado su profundidad máxima (Pt). En los casos Tb (Fig. 4) la variable Nc triplica su valor inicial cuando los tafoni han cuadruplicado su profundidad máxima.

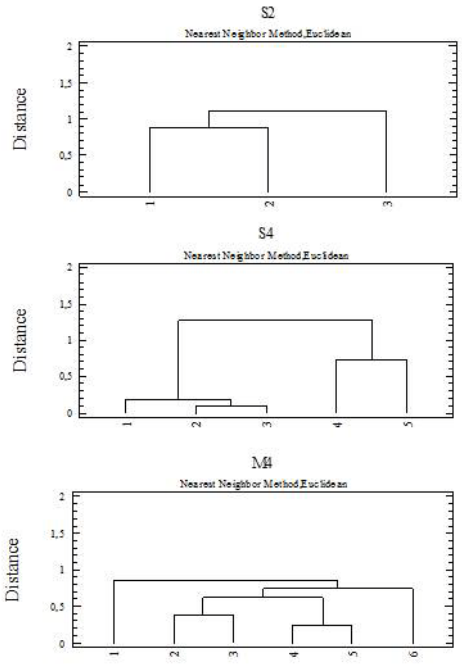


Fig. 3. Diversificación interna de los tafoni (Nc y Pc): casos Ta (Lt y At entre 1-2 m) con Pt máxima de 0.67 m
Diversification inwards tafoni forms (Nc and Pc): Ta cases (Lt and At between 1-2 m) with Pt maximum 0.67 m

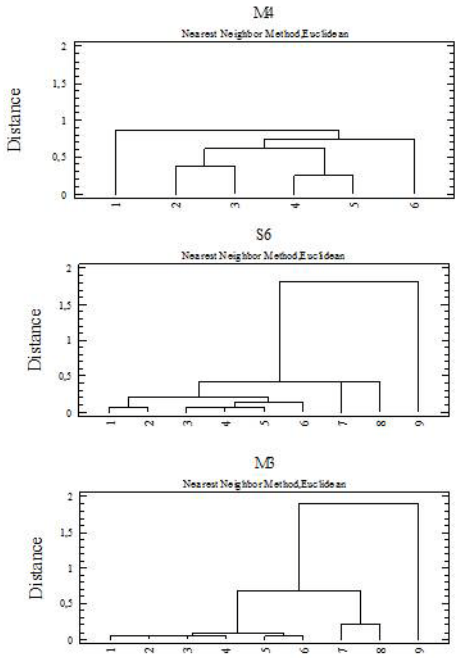


Fig. 4. Diversificación interna de los tafoni (Nc y Pc): casos Tb (Lt y At entre 0.5-2 m) con Pt máxima de 1.3 m
Diversification inwards tafoni forms (Nc and Pc): Tb cases (Lt and At between 0.5-2 m) with Pt maximum 1.3 m

Las tendencias del proceso muestran en ciertos casos un buen ajuste a la distribución de probabilidad normal (Fig. 5), mientras que en otros revelan mejor ajuste a la distribución de probabilidad lognormal (Fig. 6).

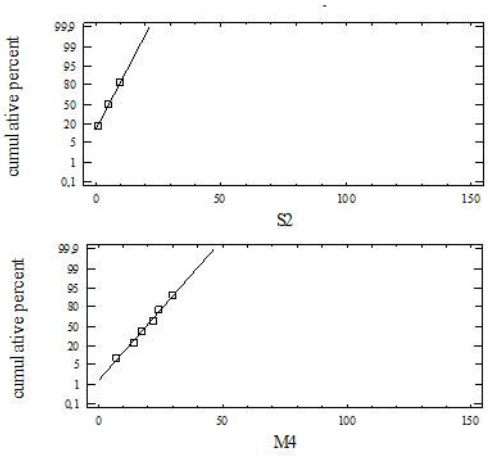


Fig. 5. Diversificación ajustada a probabilidad normal
Diversification fitted to normal probability

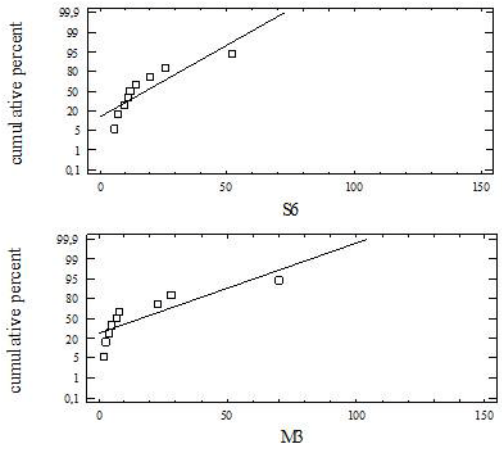


Fig. 6. Diversificación ajustada a probabilidad lognormal
Diversification fitted to lognormal probability

El comienzo de la diversificación del crecimiento es lineal, mientras que su avance hacia estructuras más complejas presenta condiciones no lineales.

5. CONCLUSIONES

Cuando los bloques en donde se desarrollan los tafoni se sitúan en ambiente epigénico, la morfología interna de las cavidades se diversifica durante el crecimiento; en una primera etapa se manifiesta en el incremento máximo en las dimensiones de los tafoni.

La siguiente etapa está marcada por una diversificación morfológica de la superficie interna, regulada por una retroalimentación de carácter multiplicativo que afecta por igual a tipos basales o laterales.

Las dimensiones y la morfología de las cavidades internas reflejan una estructura jerárquica en niveles anidados. A medida que los tafoni crecen en dimensiones, esa morfología interna adquiere una mayor complejidad, es decir: las condiciones iniciales siguen tendencias lineales hasta que cambian de comportamiento cuando las formas adquieren su desarrollo mayor.

El estudio, aunque no considera la génesis de los tafoni, pone de manifiesto la utilidad del planteamiento y de los métodos empleados contribuyendo al mejor entendimiento del proceso. Debido a su naturaleza de estudio piloto, será necesario contrastar su aplicación en otros contextos.

REFERENCIAS

Calking, P. ; Cailleux, A. 1962. A quantitative study of cavernous weathering (taffonis) and its application to glacial chronology in Victoria Valley, Antarctica. Zeitsfricht für Geomorphologie 6, 317 - 324.

Demek, J. 1964. Slope development in granite areas of Bohemian massif (Czechoslovakia). Zeitschrift für Geomorphologie 8, 82 - 106.

De Uña-Álvarez, E. 2004. Tafoni en rocas graníticas. Primera valoración estadística sobre tasas de desarrollo en el Macizo de Ourense (Galicia, NW de la Península Ibérica). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico Laxe 29, 265 - 289.

De Uña-Álvarez, E. 2012. Interpretación de sistemas naturales complejos. El problema de los tafoni. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles 60, 349 - 368.

Godard, P. 1977. Pays et paysages du granite. P.U.F., Paris, 232 pp.

Goudie, A.S. 2004. Tafoni. En Goudie, A.S. (Ed.): Encyclopedia of Geomorphology. Routledge, London (2), 1034 - 1035.

Gregory, K.J. ; Goudie, A.S. 2011. The Handbook of Geomorphology. Sage, London, 610 pp.

Klaer, W. 1956. Verwitterungsformen im granit auf Korsika. Pettermans Geografische Mitteilungen 261, 1- 146.

Matsukura, Y.; Tanaka, Y. 2000. Effect of rock hardness and moisture content on tafoni weathering in the granite of Mount Doeg-Sung, Korea. Geografiska Annaler 82A (1), 59 - 67.

Migon, P. 2006. Granite landscapes of the world. University Press, Oxford, 384 pp.

Rondeau, A. 1961. Recherches geomorphologiques en Corse. Armand Colin, Paris, 586 pp.

Strini, A.; Guglielmin, M.; Hall, K. 2008. Tafoni development in a cryotic environment: an example from Northern Victorial Land, Antarctica. Earth Surface Processes and Landforms 33, 1502 - 1519.

Turkington, A.V.; Phillips, J.D. 2004. Cavernous weathering, dynamical instability and self-organization. Earth Surface Process and Landforms 29, 665 - 675.

Twidale, C.R.; Vidal-Romani, J.R. 2005. Landforms and Geology of Granite terrains. Balkema, Amsterdam, 352 pp.

Vidal-Romaní, J. R. 2008. Forms and structural fabric in granite rocks. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 33,175 - 198.

GEOARQUEOLOGÍA DEL YACIMIENTO MUSTERIENSE DEL ABRIGO DEL MOLINO (SEGOVIA)

Geoarchaeology of the Mousterian archaeological site Abrigo del Molino (Segovia, Central Spain)

D. Álvarez-Alonso[1], M. de Andrés-Herrero[2], A. Díez-Herrero[3], J. Rojo[4], A. Medialdea[5], G. Benito[6] y J. Vegas[3]

1 Dep. Prehistoria y Arqueología. UNED/C.A. Asturias. Avda. Jardín Botánico 1345 (Calle interior), 33203 Gijón; dalvarez@gijon.uned.es
2 Instituto de Arqueología Prehistórica. Universidad de Colonia (Alemania)
3 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid
4 Dep. Prehistoria y Arqueología. UNED
5 Laboratorio Nórdico para Datación por Luminiscencia (Risø, Dinamarca) / Universidad de Sheffield (Inglaterra)
6 Museo Nacional de Ciencias Naturales, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (Madrid)

Abstract: The Abrigo del Molino archaeological site is located in the Eresma river valley, near the city of Segovia (Central Spain). It consists of a shallow cave of fluvio-karstic origin, which has been completely filled with detrital deposits. Geoarchaeological interpretation of their genesis differentiates three groups: a lower group with sandy loams and fine sands interbedded with layers of pebbles and gravels deposited respectively during palaeofloods and by slope contributions; a middle group with massive silts and grain-supported boulders, formed by alternating contributions from the overlying slope and karstic mudflows and rockfalls from the shelter roof; an upper group with silt cemented by carbonates, final backfill alteration and degradation of the host rock. The techno-typological characteristics of the lithic activity and the OSL date (59.7 ± 2.7 ky) confirm the existence of Mousterian levels on the site, showing for the first time the presence of Neanderthal groups in karstic deposits on the northern Iberian Plateau, in the south of the Duero Basin.

Palabras clave: Georqueología, Musteriense, Neandertal, relleno kárstico, Segovia
Key words: Geoarchaeology, Mousterian, Neanderthal, karstic deposit, Segovia-Spain

1. INTRODUCCIÓN

El yacimiento arqueológico del Abrigo del Molino fue descubierto en la primavera de 2012 en el valle del río Eresma, cerca de la ciudad de Segovia. Consiste en una cavidad de poca profundidad, o solapo, de origen fluvio-kárstico, que ha sido totalmente relleno por depósitos detríticos que contienen abundante industria lítica musteriense, restos fósiles de macrovertebrados aportados antrópicamente, así como microfauna. Por la tecno-tipología de la industria lítica y la datación realizada mediante OSL, se ha documentado por primera vez la presencia de grupos neandertales en medios kársticos en el sector de la Meseta al sur de la Cuenca del Duero (Álvarez-Alonso *et al.*, 2013).

2. MATERIAL Y MÉTODOS

Tanto en la campaña de prospección superficial de finales del año 2012 como en la primera campaña de excavación llevada a cabo en julio de 2013 se procedió desde el comienzo, planteando un estudio geoarqueológico del relleno del yacimiento así como su interpretación genética en relación con su contexto inmediato. La toma de datos sedimentológicos se hizo por la clásica técnica de: reconocimiento de niveles, medida de espesores, toma de datos petrológicos (litología, granulometría, textura, composición mineralógica, color Munsell…), identificación de estructuras sedimentarias, y determinación de presencia de elementos reseñables (paleosuelos, bioturbaciones, etc.). Además, en

cinco niveles que ofrecieron restos arqueológicos se tomaron muestras para análisis granulométrico detallado (ocho fracciones con tamices y sedimentación con *Sedigraph*), determinación del contenido en carbonatos (UNE 103200) y en materia orgánica (UNE 103204). Asimismo se tomó una muestra para datación por OSL en el nivel arqueológico 3, con alta concentración de industria lítica.

3. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

Se han obtenido cinco columnas estratigráficas del relleno: una general del sector occidental del yacimiento (figura 1) y otras cuatro parciales del sector inferior. A partir de la correlación entre los niveles diferenciados y descritos en cada una de las cinco columnas y de la interpretación geoarqueológica de su génesis, se pueden diferenciar tres conjuntos dentro de los 13 niveles descritos hasta la fecha (de *A* a *M*, de techo a base):

- *Conjunto inferior*, formado por los niveles denominados como *K* a *M*; corresponden a limos arenosos y arenas finas con intercalaciones de niveles de cantos y gravas, que se habrían depositado durante eventos de paleoinundaciones y por aportes de ladera, respectivamente.
- *Conjunto intermedio*, integrado por los niveles *C* a *J*, que constituyen una alternancia irregular, con variaciones laterales, de niveles de limos masivos y pasadas de cantos y bloques granosostenidos; se habrían formado por una sucesión de aportes alóctonos desde la ladera suprayacente, coladas de barro y desprendimientos del techo del abrigo.
- *Conjunto superior*, formado por los niveles *A* y *B*, que están compuestos en gran medida por limos cementados por carbonatos, resultado del relleno final por alteración y degradación de la propia roca encajante del abrigo.

La datación OSL realizada en el límite superior del nivel F ofreció una edad de 59,7 ± 2,7 ka.

Con esta sucesión se podría reconstruir una secuencia evolutiva simplificada de formación del relleno kárstico que aparece esquematizada en la figura 2. Las unidades *C* y *D* (nivel arqueológico 2) y *E*, *F* y *G* (nivel arqueológico 3) contienen industria lítica y restos de fauna aportada antrópicamente.

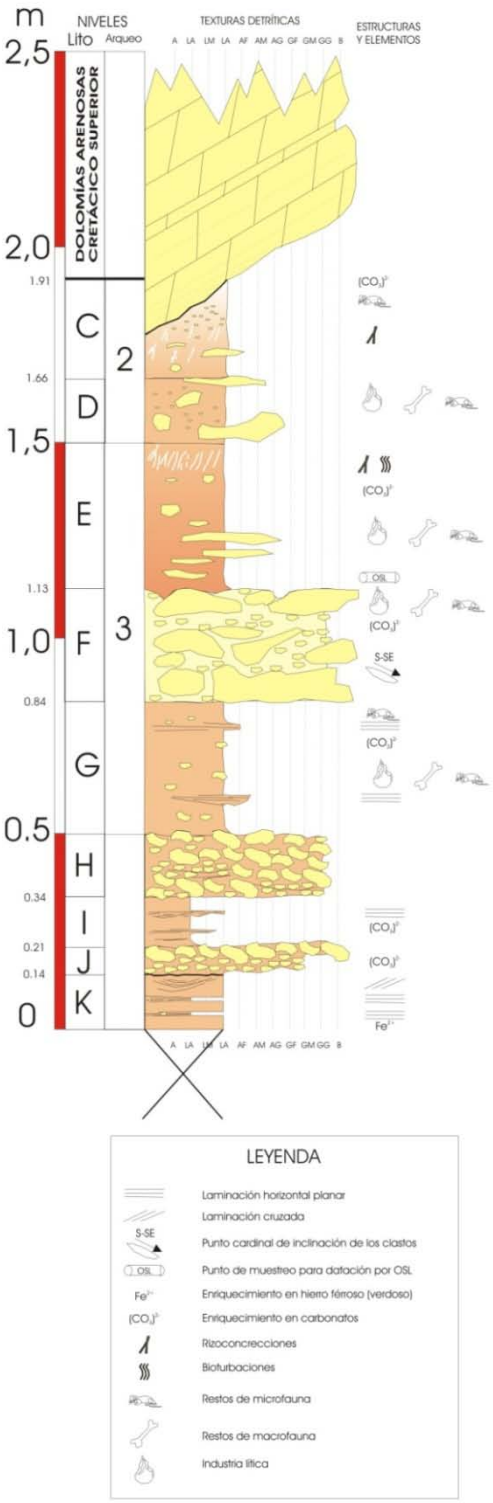


Fig. 1. Columna estratigráfica general representativa del sector occidental del yacimiento.
Fig. 1. General stratigraphic profile showing the W sector of the archaeological site.

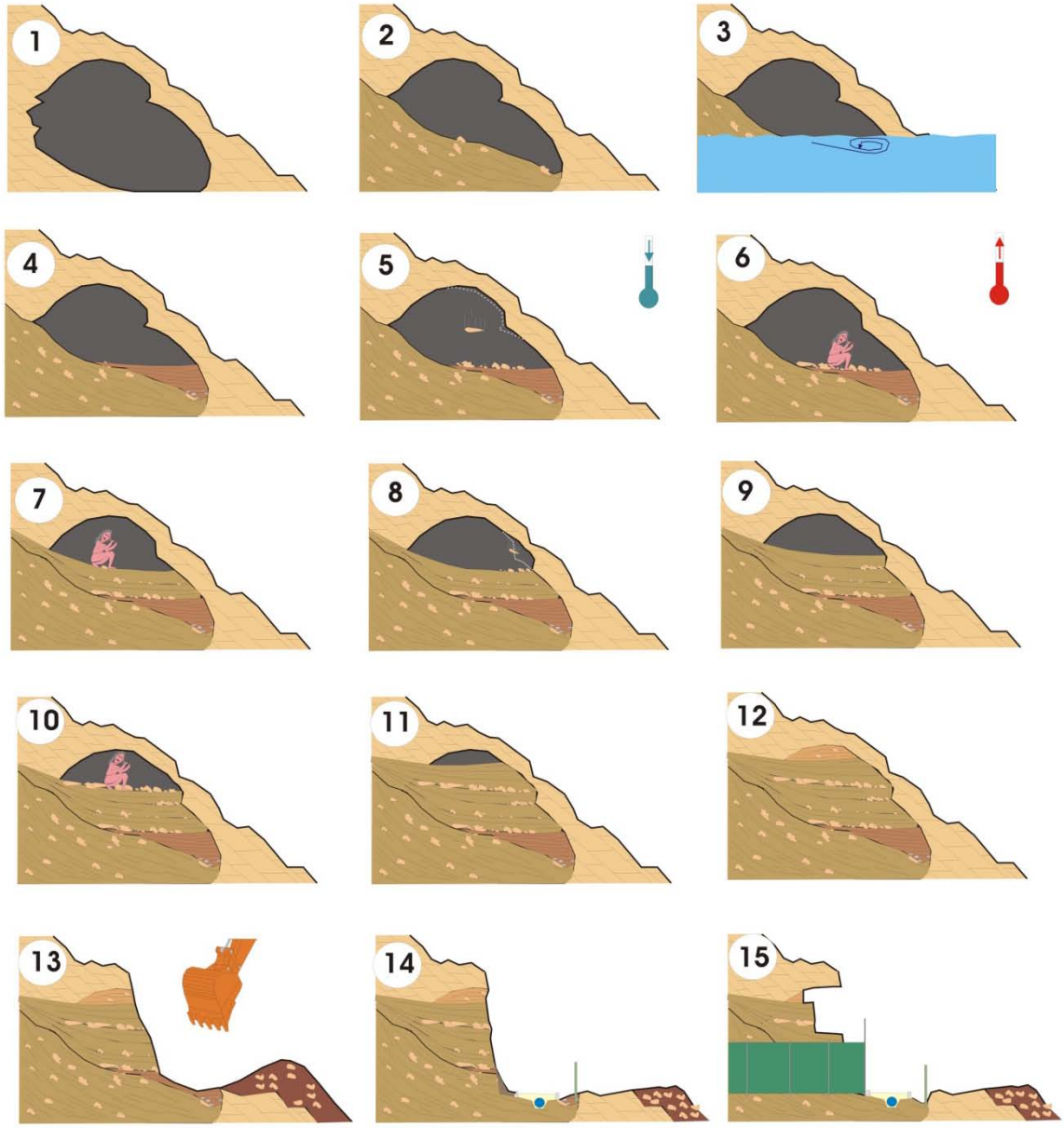


Fig. 2. Secuencia evolutiva de la interpretación geoarqueológica de la génesis del yacimiento del Abrigo del Molino (vista lateral oblicua desde el E-NE): 1, formación de la cavidad fluvio-kárstica en el flanco de un pliegue monoclinal; 2, relleno parcial de la base de la cavidad por depósitos coluvionales de ladera; 3, eventos de paleoinundaciones que forman un remolino en el abrigo y depositan niveles de arenas y limos (4); 5, caída de bloques del techo por gelifracción; 6, primer nivel de ocupación humana documentado; 7, nuevo relleno de aporte de ladera y flujos de barro del sistema kárstico, con ocupación humana; 8, caída de bloques del techo por gelifracción afectando al sector occidental; 9, nuevos rellenos de ladera y flujos de barro; 10, caída de bloques y ocupación humana intensiva; 11, nuevos rellenos de ladera y flujos de barro; 12, relleno final por meteorización de la roca del abrigo; 13, apertura de la zanja a comienzos de la década de 1980, destruyendo buena parte del yacimiento; 14, situación en el momento del descubrimiento en 2012, con el colector de aguas residuales y el camino natural del Eresma; 15, situación al finalizar la primera campaña de excavación en 2013, con el vallado perimetral.
Fig. 2. Evolved sequence of the geoarchaeological interpretation of the genesis of Abrigo del Molino (lateral view from E-NE): 1. Formation of the fluvio-karstic cavity on the flank of a monoclinal fold; 2. Part fill of the base of the cavity by colluvial slope deposits; 3. Palaeoflood events which formed an eddy on the rock cover and deposited layers of sand and silt (4); 5, Roof rockfalls caused by gelifraction; 6. First human occupation level; 7. New fill of slope materials and karstic system mud flows, with human occupation; 8. Roof rockfalls caused by gelifraction, affecting W sector; 9. New slope fills and mud flows; 10. Boulder falls and intensive human occupation; 11. New fill of slope materials and mud flows; 12. Final fill from weathering of rock cover; 13. Opening of the trench in the early 1980s, which destroyed a large area of the site; 14. State of site at the time of discovery in 2012, with the wastewater pipe and the trekking trail of Eresma River; 15. Situation at the end of the first archaeological campaign in 2013, with the perimeter fence.

4. DISCUSIÓN

La definición de niveles establecida y la interpretación genética y evolutiva de los mismos es aún preliminar, ya que apenas han empezado las labores de excavación que permitirán poner al descubierto las secuencias del relleno y su correlación. Esto, unido a que gran parte del yacimiento fue destruido durante las obras para la instalación del colector, conlleva a que necesariamente en los próximos años se irá matizando y completando la hipótesis genética.

Por ejemplo, es todavía preciso aclarar la relación entre el relleno procedente de la ladera y las facies de coladas de barro del propio sistema kárstico; cuestión ésta que se pretende concretar mediante el estudio microscópico de las facies, para lo cual ya se han tomado muestras para la realización de láminas delgadas (exoscopía y morfometría de granos; Campaña *et al*., 2013a).

Igualmente hay que caracterizar adecuadamente el número, la frecuencia y la magnitud de las paleoinundaciones que parecen evidenciar los depósitos basales del relleno (nivel *M*). Presentan llamativas estructuras sedimentarias de *sets* de rizaduras cabalgantes (*climbing ripples*) que marcan un sentido de la corriente opuesto al de la circulación actual del próximo río Eresma, lo que permite interpretarlo como el depósito durante una paleoinundación en una zona de flujo inefectivo (*slackwater deposits*), en un submedio de barras en remolino dentro del solapo (*eddy bars*; Benito *et al*., 2003).

No obstante, la variedad de facies y medios de este relleno kárstico, con componentes autóctonos y alóctonos (Campaña *et al*., 2013b), hace que su interpretación geoarqueológica sea el complemento perfecto para la información paleoambiental resultante del análisis de la industria lítica, los restos fósiles de macrovertebrados, microfauna, la paleopalinología y nuevas dataciones por OSL.

Agradecimientos

Los autores agradecen el patrocinio y colaboración con las labores de la excavación de 2013 a la Diputación Provincial de Segovia (Área de Promoción Económica, iniciativa *Segovia Experience*); a las Consejerías de Cultura (en particular a D. Luciano Municio), y de Agricultura y Ganadería (Centro de Formación Agraria), de la Junta de Castilla y León (Delegación Territorial de Segovia); y a la empresa Gorma, materiales de construcción. También al Instituto Geológico y Minero de España y los proyectos MAS Dendro-Avenidas (MINECO, CGL2010-19274) e IDEA-GesPPNN (MAGRAMA, OAPN 163/2010), por los análisis granulométricos y la datación OSL, respectivamente. Por último, a las decenas de voluntarios de la excavación (arqueólogos y geólogos), especialmente a Ramón Obeso y Miguel A. Luquero, al topógrafo Ignacio Gutiérrez y al ilustrador José Orcajo.

REFERENCIAS

Álvarez-Alonso, D., De Andrés-Herrero, M., Díez-Herrero, A., Rojo, J. 2013. El Abrigo del Molino (Segovia, España). Ocupaciones neandertales en el norte del Sistema Central. En Baena, R., Fernández, J.J., Guerrero, I. (Eds.): El Cuaternario ibérico: investigación en el s. XXI. VIII Reunión del Cuaternario Ibérico. AEQUA y GTPEQ, Sevilla, 91-94.

Benito, G., Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A. 2003. Sedimentology of high-stage flood deposits of the Tagus river, Central Spain. Sedimentary Geology 157, 107-132.

Campaña, I., Pérez-González, A., Benito-Calvo, A. 2013a. Caracterización morfológica de granos de arena para la identificación de medios sedimentarios. Utilidad de la técnica Malvern MorphologiG3. En Baena, R., Fernández, J.J., Guerrero, I. (Eds.): El Cuaternario ibérico: investigación en el s. XXI. VIII Reunión del Cuaternario Ibérico. AEQUA y GTPEQ, Sevilla, 141-144.

Campaña, I., Pérez-González, A., Benito-Calvo, A., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E. 2013b. Facies sedimentarias del yacimiento arqueo-paleontológico de Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos). En Baena, R., Fernández, J.J., Guerrero, I. (Eds.): El Cuaternario ibérico: investigación en el s. XXI. VIII Reunión del Cuaternario Ibérico. AEQUA y GTPEQ, Sevilla, 290-292.

IDENTIFICACIÓN DE EVENTOS DE INUNDACIÓN EN EL INTERIOR DE CAVIDADES KÁRSTICAS: CUEVA FRÍA (ASTURIAS – NW ESPAÑA)

Palaeoflood events identification inside karst cavities: Cueva Fría (Asturias – NW Spain)

S. González-Lemos[1] y H. M. Stoll[1]

1 Dpto. Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo. saul@geol.uniovi.es

Abstract: Fluvial records may be well preserved in subterranean karst drainage networks and fluvial deposits cemented in speleothems may provide good chronology of past flood events. In several karst systems in Asturias (NW. Spain), moments of extreme precipitation events produce deposits from flood events in the bed and walls of caves which we propose are also recorded in the calcium carbonate stalagmites growing in the cave. The interpretation of the detrital layers and the dating of the stalagmites can provide a chronology, so that the abundance of fluvial material in the stalagmites can reveal periods of enhanced vs. reduced flooding in the cave over the past several thousand years (Holocene).

Palabras clave: inundación, cueva, Asturias, estalagmita, Holoceno
Key words: flooding, cave, Asturias, stalagmite, Holocene

1. INTRODUCCIÓN

Las inundaciones fluviales son procesos naturales recurrentes en el tiempo, estrechamente relacionadas con eventos de máxima precipitación. Según Benito et al. (2008), los estudios cronológicos sobre depósitos de inundación llevados a cabo en cuencas fluviales atlánticas y mediterráneas han puesto de manifiesto su correlación con cambios a gran escala en la circulación atmosférica y condiciones climáticas indicados para la Península Ibérica mediante otros registros paleoambientales.

Las cavidades kársticas, al igual que los medios fluviales, también son capaces de registrar antiguos eventos de inundación. Un ejemplo de ello son las cavidades excavadas en las paredes del cañón del río Gardon (Francia), que mostraron al menos 5 eventos extremos de inundación durante los últimos 500 años (Sheffer et al., 2008).

Otros estudios realizados por Auler et al. (2009) en rellenos sedimentarios de las cavidades de Campo Formoso (Brasil) han permitido reconocer alternancias en las condiciones climáticas, con crecimiento de espeleotemas (estalagmitas y costras carbonatadas) en momentos de mayor humedad, lo que aumenta el potencial de datación de dichos registros.

Estos ejemplos demuestran que los registros de inundación en cavidades proporcionan información acerca de los eventos de precipitación, que pueden ser correlacionados con estudios realizados en medios fluviales, proporcionando mayor potencial para datar. Las cuevas asturianas no disponen de cortes de los rellenos sedimentarios tan desarrollados, por lo que es necesario buscar métodos alternativos. Uno de ellos puede ser el estudio de los registros de inundación a través de los espeleotemas.

Cuando las estalagmitas se encuentran situadas en el cauce o muy próximas a él, pueden ser cubiertas por la lámina de agua durante una inundación, dejando restos de arenas y arcillas sobre su superficie cuando comienza a remitir el pico de caudal, que pueden ser preservados por una posterior precipitación de $CaCO_3$.

Estudios anteriores han demostrado que las estalagmitas pueden registrar niveles detríticos atribuibles eventos de inundación. Según Stoll et al. (2009), en la cueva de las Herrerías se ha identificado un nivel de arcillas dentro de una estalagmita activa situada a menos de 1 m de altura sobre el cauce. El contaje de capas de $CaCO_3$ la sitúa en 1940±3 años, pudiendo correlacionarla con las grandes inundaciones acaecidas en septiembre de 1938.

En varios sistemas kársticos situados en Asturias (NW de España), se han reconocido

evidencias de eventos de inundación en el lecho y en las paredes de las cavidades en relación directa con momentos de elevadas precipitaciones, que pueden quedar registradas en el interior de las estalagmitas que crecen en la cueva. El objetivo de este trabajo es i) la realización de una cartografía geomorfológica que permita la identificación de evidencias fluviales, ii) establecer un modelo de inundación para conocer el funcionamiento hidrológico de la cueva durante una inundación, e iii) identificar y caracterizar los niveles detríticos en el interior de las estalagmitas con el fin de correlacionarlo con eventos de inundación.

2. SITUACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO Y DESCRIPCIÓN DE LA CAVIDAD

La zona de estudio está situada en la vertiente N de la Cordillera Cantábrica, en el concejo de Piloña (Asturias). Desde el punto de vista geológico, el área está incluida en la Zona Cantábrica del Macizo Ibérico, concretamente en la Unidad Bodón-Ponga (Alonso et al., 2009). El sustrato rocoso lo constituye una sucesión paleozoica Cambro-Carbonífera compuesta por alternancias de materiales detríticos (areniscas y lutitas) y carbonatados (fundamentalmente calizas), mostrando una laguna estratigráfica que abarca el intervalo Ordovícico-Devónico. La estructura geológica está dominada por cabalgamientos y pliegues formados durante la Orogenia Varisca, que dan lugar a repeticiones de la serie estratigráfica (Álvarez-Marrón, 1995). Posteriormente la Orogenia Alpina dio lugar a la configuración actual del relieve (Alonso et al., 1996).

En la cuenca de drenaje que potencialmente aporta sus aguas al interior de la cueva, las litologías siliciclásticas representan un 73.3% de la superficie total (4.8 km^2). Cueva Fría (514 msnm) está desarrollada íntegramente en las calizas carboníferas de la Formación Barcaliente. Presenta un desarrollo cartografiable de 360 m de longitud, prácticamente subhorizontal (desnivel máximo de 1.39%), estando la entrada en el punto más bajo. La cueva presenta morfología de tubo freático organizado en dos niveles formados por procesos de disolución y, en menor medida, por caída de bloques (colapso). El tramo final del nivel superior termina en un pequeño río de circulación permanente que registra variaciones de caudal en relación directa con las precipitaciones. En la parte más elevada de la cueva existe una sala a 102 m de profundidad en la que se desarrollan el 80% de los espeleotemas. Existen evidencias de que, en momentos puntuales, el río se desborda y desagua siguiendo las galerías de la cueva.

Este estudio está centrado en el nivel superior cuyas secciones oscilan entre 2.5 y 10 m^2, ya que es donde se desarrollan la mayor parte de las formas de precipitación química. En esta parte de la cueva predominan las estalagmitas, columnas y estalactitas de tipo soda straw, típicas de cuevas con gran constancia en el goteo y a las que se les atribuye un origen reciente debido a su fragilidad (Moore, 1962; Huang et al., 2001). Esta galería principal está caracterizada por la presencia de formas de depósito de tipo barras laterales de arenas y gravas adosadas a las paredes de la cavidad. Por el centro de la galería existe un lecho principalmente arenoso, aunque en algunas zonas también puede presentar gravas debido a la presencia de cauces intermitentes. Estos sedimentos fluviokársticos son muy sensibles a efectos de erosión.

3. METODOLOGÍA

Con objeto de mejorar el detalle de la topografía espeleológica previa, se realizó un levantamiento topográfico con ayuda de un distanciómetro láser Disto A3 de Leica equipado con brújula y clinómetro digital (Heeb, 2009). La topografía se representó utilizando el software VisualTopo 5.03 (David, 2009) y, finalmente, se georreferenció en ArcGIS v9.3. Paralelamente a la toma de datos topográficos se elaboró un mapa geomorfológico detallado del interior de la cavidad con el fin de identificar y situar las principales formas presentes en la cueva. Finalmente se estableció un modelo de funcionamiento de los conductos de la cueva en momentos de elevadas precipitaciones. También se muestrearon 14 estalagmitas para la identificación y caracterización de niveles detríticos en su interior a partir de imágenes escáner de alta resolución. La cronología de las

capas identificadas se realizó combinando U/Th y radiocarbono.

4. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

En diferentes puntos del nivel superior de Cueva Fría es posible reconocer marcas lineales a diferentes alturas del tipo cambios cromáticos, marcas de humedad o incluso restos vegetales y sedimentarios. Estas marcas han sido atribuidas a la altura alcanzada por la lámina de agua durante un evento de desbordamiento e inundación en el interior de la cueva. Las marcas se han correlacionado a lo largo de gran parte de la cueva, desde el río interior hasta una zona de estrechamiento (0.067 m^2) a partir de la cual dejan de existir este tipo de evidencias así como las formas fluviokársticas. Esto hace pensar que esta zona representa un punto conflictivo o "cuello de botella" que provoca el estancamiento del agua en toda la galería, dejando cubiertas parte de las estalagmitas.

Una de las marcas más altas se puede correlacionar horizontalmente con una tinción rojiza de óxido de manganeso en las paredes, que se eleva hasta 1,5 m de altura medido desde el suelo de la cueva. La tinción, que presenta un límite neto y completamente horizontal a lo largo de la galería, se interpreta como resultado de un proceso recurrente de lavado-secado de las paredes relacionado con inundaciones periódicas de la cueva. La presencia de coladas sin óxido de manganeso postdatando estas tinciones indica una tendencia hacia una menor frecuencia en los eventos de inundación hasta esta altura, que se han datado en ca. 3-4 ka BP.

Por otro lado, las estalagmitas se encuentran siempre cubiertas por una película de agua de 50-100 µm, siendo común la presencia de irregularidades superficiales de 1-10 µm. Ambas circunstancias pueden favorecer que partículas de pequeño tamaño queden atrapadas en la estructura de los espeleotemas (Gázquez, 2012). De este modo, pueden atrapar sedimentos fluviales como arena o partículas de limos y arcillas, productos de la meteorización comunes en las cabeceras de los ríos que alimentan a la cueva.

Las estalagmitas presentes en esta cueva se caracterizan por la presencia de capas detríticas en su interior. Estas están formadas por granos de cuarzo de tamaño arena fina y arcillas que han quedado preservadas por una posterior precipitación de carbonato cálcico, llegando a alcanzar contenidos de hasta un 2% en peso de SiO_2. Hemos relacionado estas capas detríticas con la actividad fluvial, ya que los sedimentos arenoso-arcillosos presentes en la cueva están directamente relacionados con las litologías siliciclásticas que afloran en su cuenca de alimentación. Las estalagmitas coetáneas que crecen en el cauce muestran una gradación en la abundancia de capas detríticas internas, siendo menos abundantes a medida que aumenta la altura de las mismas y la distancia con relación al cauce que se activa en momentos de desbordamiento. Esto indica la altura que suele alcanzar más repetidamente la lámina de agua durante las inundaciones, que además coincide con la altura de las marcas anteriormente descritas. A alturas superiores el aporte de material detrítico se ve reducido durante el crecimiento de las estalagmitas, lo que prueba la afinidad fluvial de estos sedimentos. Durante los períodos de elevada precipitación, la movilización de las barras de arena dentro de la cueva pudieron cubrir parcial o totalmente a estalagmitas activas, favoreciendo el proceso de cementación y la captura de abundante material detrítico en el interior del carbonato. Por tanto, este tipo de espeleotemas constituye un registro potencial de la frecuencia de los eventos de inundación en la cueva y la relación entre estos y el clima durante los últimos 10.000 años (Holoceno).

Agradecimientos

Este trabajo ha estado financiado por los proyectos MEC CGL2010-16376, y FICYT IB08-072C1. Agradecemos a L. Rodríguez, A. Méndez y D. Ballesteros su colaboración durante las fases de muestreo y cartografía de la cueva.

REFERENCIAS

Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C., Barba, P. (1996). Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountain (NW Spain). En: Friend P, Dabrio C (Ed) Tertiary basins of Spain.

Alonso, J.L., Marcos, A. y Suárez, A. (2009). Paleogeographic inversión resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc. Geologica Acta, 7 (4), 451-473.

Álvarez-Marrón, J. (1995). Three-dimensional geometry and interference of fault-bend folds:

examples from the Ponga Unit, Variscan Belt, NW Spain, Journal of Structural Geology. 17(4), 549-560.

Auler, A., Smart, P., Wang, X., Piló, L., Edwards, R. L., Cheng, H. 2009. Cyclic sedimentation in Brazilian caves: Mechanisms and palaeo-environmental significance. Geomorphology, 106, 142-153.

Benito, G., Thorndycraft, V. R., Rico, M., Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A. 2008. Palaeoflood and floodplain records from Spain: evidence for long-term climate variability and environmental changes. Geomorphology, 101, 68-77.

David, E. (2009). Visual Topo. http://vtopo.Free.fr. Acceso en Noviembre de 2009.

Gázquez, F. (2012). Registros paleoambientales a partir de espeleotemas yesíferos y carbonáticos. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 349 pp.

Heeb, H. (2009). An All-In-One Electronic Cave Surveying Device. The Cave Radio & Electronics Group journal, 72, 8-10.

Huang, H.M., Fairchild, I.J., Borsato, A., Frisia, S., Cassidy, N.J., McDermott, F., Hawkesworth, C.J. (2001) Seasonal variations in Sr, Mg and P in modern speleothems (Grotta di Ernesto, Italy). Chemical Geology, 175, 429-448.

Moore, G.W. (1962) The growth of stalactites. National Speleological Society Bulletin, 24, 95-105.

Sheffer, N., Rico, M., Enzel, Y., Benito, G., Grodek, T. 2008. The Palaeoflood record of the Gardon River, France: A comparison with the extreme 2002 flood event. Geomorphology, 98, 71-83.

Stoll H. et al. 2009. Registros paleoclimáticos de estalagmitas en Asturias en base a su composición química elemental y la presencia de capas de avenidas. En: J. J. Duran y J. López-Martínez (Eds.), Cuevas turísticas, cuevas vivas. pp. 53-60. Madrid. Asociación de Cuevas Turísticas Españolas.

ESPELEOTEMAS SILÍCEOS EN ALEROS ROCOSOS EN EL S-O DE ESPAÑA

Siliceous Speleothems in natural rock shelters of SW Spain

M.J. López-Galindo[1], J.R. Vidal Romaní[1], L. González López[1] y J. Sanjurjo Sánchez[1]

1 Instituto Universitario de Geología. Campus de Elviña. Edificio SAI,-3. 15071 Coruña.
lopezgalindojob@gmail.com

Abstract: Samples of siliceous speleothems, deposited in small rock shelters featuring a high availability of quartz, have been taken from a total of seven outcrops located in Extremadura and western Andalusia. The study of these deposits is currently generating important and relevant information about the first stages of formation of this type of speleothem, as well as other related aspects of the unique ecosystem that develops within them. Of note is the presence of photosynthetic diatoms, which, unlike in speleothems deposited in large caves, constitute the pioneer phase of their development. Also worthy of mention is a type of testate amoebae with xenogenous test, which seems to be characteristic of these deposits originally made by polimineralic clasts.

Palabras clave: geobiología, biometeorización, espeleotemas, ópalo, microecosistema.
Key words: geobiology, bioweathering, speleothems, opal, microecosystem.

1. INTRODUCCIÓN

Se presentan los resultados del primer estudio geobiológico realizado sobre espeleotemas silíceos muestreados en los sistemas fisurales de distintas rocas félsicas, procedentes de diferentes localidades de Extremadura y Andalucía occidental. Geológicamente provienen de afloramientos rocosos del Macizo Ibérico, localizados en las zonas Centro Ibérica (ZCI), Ossa Morena (ZOM) y Sudportuguesa (ZSP) (Julivert et al., 1972).

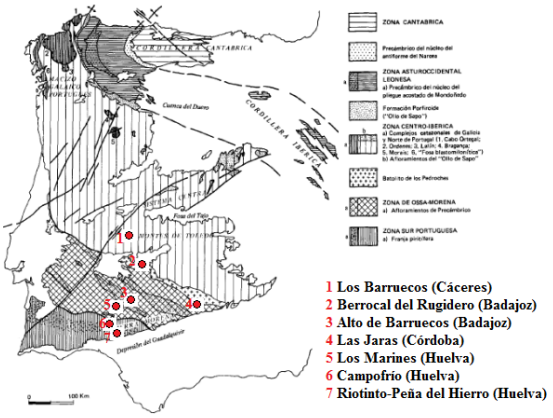


Fig. 1. Localización geográfica y geológica de la zona de estudio (modificada de Julivert et al., 1972)
Fig. 1. Geographical and geological location of the study area (modified from Julivert et al., 1972)

Tras el muestreo de campo, las rocas fueron estudiadas en el laboratorio mediante el uso de un estereomicroscopio NIKON SMZ 1500, con cámara fotográfica NIKON DS-Fi1. Estos han permitido visualizar las muestras en su color natural y seleccionar en ellas zonas de mayor interés, para su examen exhaustivo al MEB (JEOL JSM 6400) y análisis químico elemental mediante rayos X retrodispersados.

Dentro de la zona de de estudio se han muestreado espeleotemas silíceos depositados en pequeñas cavidades formadas al abrigo de bolos graníticos, tafoni y superficies de estratificación y de esquistosidad. Se constata así la posibilidad de precipitación de este tipo de depósitos en formaciones superficiales, distintas a las hasta ahora estudiadas en cavidades de mayor envergadura y profundidad; así como, en rocas diferentes a las magmáticas que, si bien proceden de protolitos ígneos, forman parte en la actualidad de rocas sedimentarias o bien, han sufrido un proceso metamórfico.

En la parte más septentrional de la zona estudiada se ha podido muestrear en extensos berrocales con desarrollo de castle koppies, tors, tafoni, etc. Sin embargo, en la zona más meridional el relieve está muy degradado y solo

muestra algunas colinas residuales que sobresalen en suaves mantos de alteración arenitizados. Es en estas zonas del sur, donde también se ha muestreado en algunas rocas félsicas de tipo vulcano-sedimentario con morfología estratiforme y metavulcanitas ácidas de morfología esquistosa.

Como se trata de afloramientos al aire libre, es fundamental que el lugar de depósito esté resguardado del impacto directo de las gotas de lluvia, ya que una alta velocidad del flujo impediría la precipitación de elementos disueltos en el agua (Vidal Romaní et al., 2007). Por ello, los espeleotemas pueden formarse bajo aleros o viseras rocosas (Vidal Romaní et al., 1984) desde donde el agua de escorrentía caería en forma de cortina en el caso de que las precipitaciones fuesen abundantes, dejando la zona bajo el alero, libre de flujos de alta energía (fig. 2).

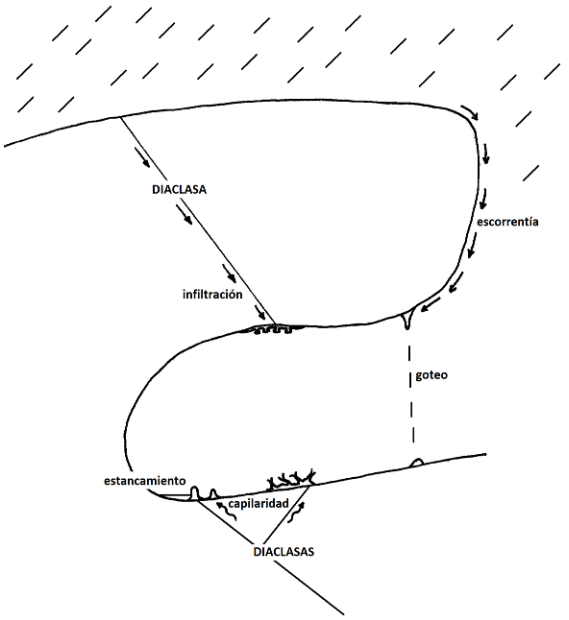


Fig. 2. Localización geográfica y geológica de la zona de estudio (modificada de Vidal Romaní et al., 1984)
Fig. 2. Geographical and geological location of the study area (modified from Vidal Romaní et al., 1984)

Estos lugares a su vez, están resguardados de la radiación solar directa permitiendo que tengan un alto grado de humedad relativa durante largos periodos de tiempo, y facilitando así el establecimiento y desarrollo de la vida. Este hecho no impide que durante los periodos secos y calurosos se produzca la evaporación del agua y con ello la precipitación del ópalo disuelto (López-Galindo, 2013).

Además, es de resaltar sobre los depósitos muestreados, que debido a que se encuentran en una misma categoría climática Csa (según la clasificación de Köpen-Geiger) de marcada estacionalidad y con verano seco y caluroso, predominan las formas producidas por evaporación y capilaridad, sobre otras formas de goteo.

1.1. Génesis: Fases iniciales en la formación de espeleotemas silíceos

Por las peculiaridades geomorfológicas y climáticas de las zonas muestreadas, es difícil el hallazgo de grandes depósitos silíceos, de forma que es frecuente la aparición de ejemplares en fases iniciales de formación, con escaso recubrimiento de ópalo y que han constituido un recurso fundamental a la hora de interpretar las etapas preliminares en la formación de los espeleotemas silíceos. El examen de estos al estereomicroscopio ha ofrecido imágenes, a color y en relieve (fig. 3), que han permitido diferenciar la naturaleza polimineralica de la asociación de clastos que constituyen la matriz del espeleotema.

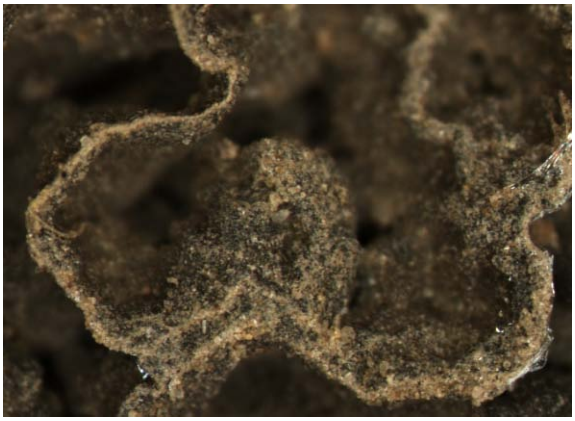


Fig. 3. Espeleotemas primarios con matriz polimineralica (tomada de López-Galindo, 2013)
Fig. 3. Primitive speleothems with polimineralic matrix (from López-Galindo, 2013)

De esta forma se ha podido deducir la existencia de una primera fase detrítica en la que el agua que se desliza, a muy baja velocidad, por la superficie de la roca va arrastrando pequeños granos polimineralos, que por meteorización suelen estar presentes en la superficie de la misma, y que finalmente son depositados en lugares de menor energía de la pared, suelo o techo de la cavidad (Vidal-

Romaní et al., 2013). A continuación, sobre este medio detrítico, húmedo, con disponibilidad de luz y originalmente inhóspito, empieza a asentarse la vida durante la fase biótica, inaugurándose esta por pequeños organismos fotosintéticos, cianobacterias, algas, y líquenes (Fig. 4). En el tipo de cavidades abiertas a las que este trabajo se refiere, las formas pioneras de vida están constituidas por organismos autótrofos, ya que el medio así lo permite. Estos serán sucedidos por otras formas heterótrofas, hongos y bacterias, que se ocuparán de la descomposición y transformación de los restos orgánicos producidos sobre el espeleotema. Y finalmente, otros organismos de mayor complejidad y mayores requerimientos ecológicos, tales como amebas testáceas, colémbolos, ácaros, etc., irán aumentando en número y variedad de especies, por lo que el entramado de esta incipiente comunidad biológica irá tejiéndose de una forma cada vez más estable por las propias relaciones tróficas. El ecosistema que así se desarrolla, tanto en esta como en otras zonas del mundo sobre este tipo de depósitos, tendrá la capacidad de llevar a cabo la disolución biológica del cuarzo, a una velocidad mucho mayor que el agua pura, mediante la acción de ácidos orgánicos metabólicamente producidos (Bennett, 1991), desencadenando así el proceso de biometeorización en la roca.

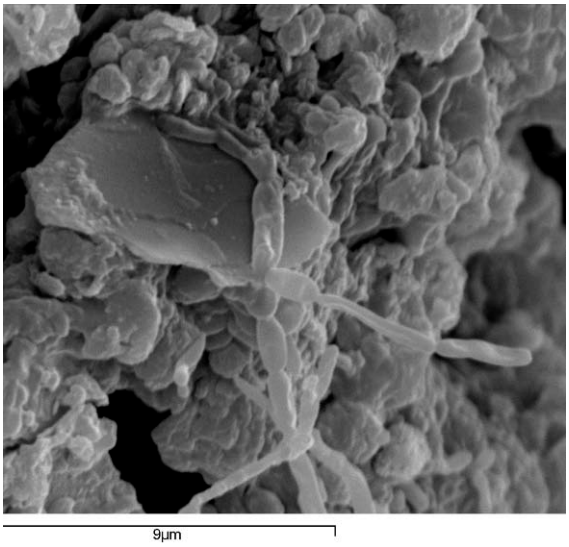


Fig. 4. Microorganismos colonizando el espeleotema primario (tomada de López-Galindo, 2013)
Fig. 4. Microorganisms colonising the primitive speleothem (from López-Galindo, 2013)

En cuanto a las fases posteriores en las que precipita la sílice, y a veces algunos minerales autigénicos de diferente naturaleza (triquitos), solo se puede destacar como de especial relevancia en el área de estudio, el escaso recubrimiento por ópalo de estas formaciones debido al pobre desarrollo de las cavidades en las que se depositan y a la estacionalidad de las precipitaciones en la zona.

1.2. Microecosistema: algunas especies singulares del área de estudio

Tal como se ha descrito de forma general en la fase biótica, los organismos fotosintéticos colonizan el medio y el resto irán progresivamente asentándose según sus requerimientos tróficos hasta formar un microecosistema totalmente desarrollado.

Dentro de estos organismos cabe destacar la particularidad de algunas especies de amebas testáceas, que difieren de las encontradas en los espeleotemas estudiados en otros lugares del mundo. Se trata de organismos a cuyas testas, inicialmente proteicas, se unen pequeños granos minerales y/o restos de otros seres vivos, a modo de exosomas (fig. 5A, 5B y 5C). Ya que la distribución de este tipo de amebas con testa aglutinada depende de la disponibilidad de partículas para la construcción de la misma (Heal, 1962), no es de extrañar la aparición de estas en los espeleotemas de la zona de estudio, ya que son muy terrígenos y presentan un escaso recubrimiento de ópalo.

Otro tipo de organismos adaptado a este tipo de cavidades húmedas, con marcada estación seca y cierto grado de luminosidad, son las diatomeas subaéreas o aerofíticas (fig. 5D y 5E) que, aunque no presentan formas de resistencia morfológicamente distintas, son sus células vegetativas en sí las que quedan en estado latente y pueden sobrevivir a la desecación por largos periodos de tiempo (Round et al., 2000). En otras cavidades sin iluminación, sin embargo, también sería posible la aparición de otras especies de diatomeas ya que se ha demostrado que algunas de ellas pueden tener comportamientos heterótrofos en la oscuridad (Graham y Wilcox, 2000).

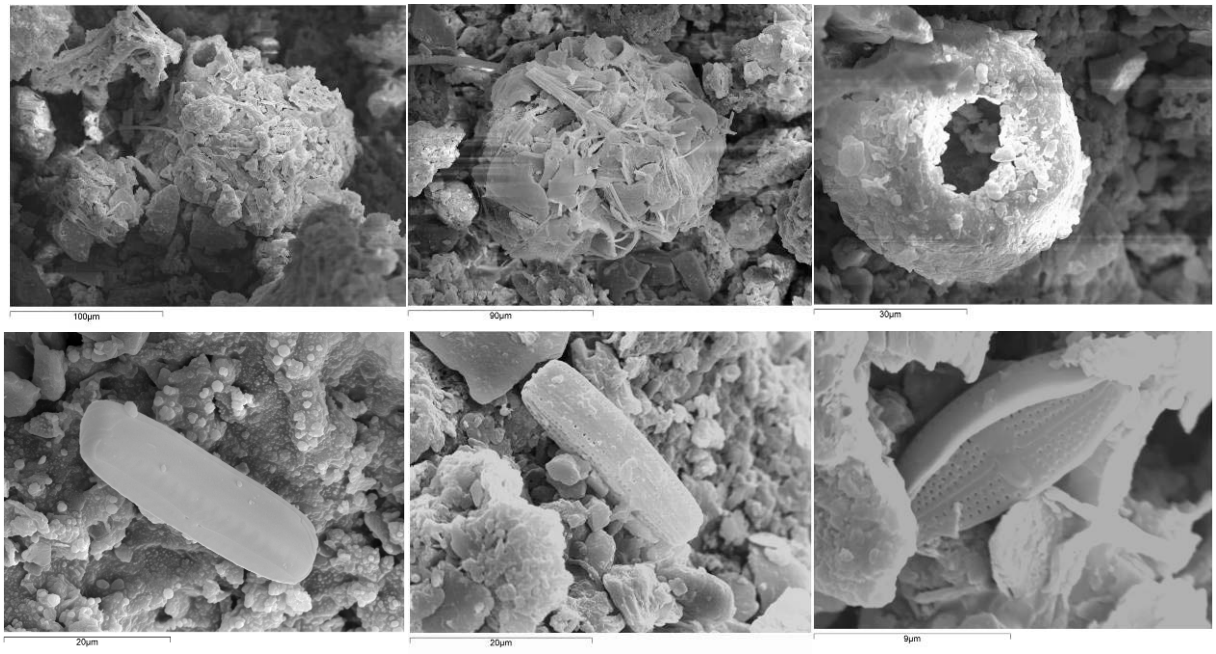


Fig. 5. Microorganismos singulares en espeleotemas silíceos del área muestreada. Arriba: amebas con testa xenogénica. Abajo: diatomeas subaéreas o aerofíticas.
Fig. 5. Singular microorganisms on siliceous speleothems in the sampled area. Top: amoebae with xenogenous tests. Bottom: subaerial or aerophitic diatoms.

2. CONCLUSIONES

Los espeleotemas silíceos depositados en zonas de cavidades abiertas y clima templado con periodo seco y caluroso, son similares a los que lo hacen en grandes cuevas y con un grado de humedad constante. Sin embargo, el recubrimiento por ópalo es menor y de la observación de los mismos surgirá una valiosa información acerca de las fases iniciales en la formación de estos depósitos. También son destacables las diferencias que existen en cuanto al tipo de organismos que componen el ecosistema que se establece y a su vez bioconstruye el espeleotema, y que se deben fundamentalmente a la disponibilidad de luz y de pequeños clastos poliminerales en el medio.

Agradecimientos
Mark Bradshaw hizo la traducción del resumen de este texto al inglés.

REFERENCIAS

Bennett, P. 1991. Quartz dissolution in organic-rich aqueous solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 55, 1781-1797.

Graham, L. y Wilcox, W. 2000. Algae. Prentice-Hall Inc. USA. 640 pp.

Heal, O.W. 1962. The Abundance and micro-distribution of testate amoebae (Rhizopoda: Testacea). En Sphagnum. Oikos 13, 35-47.

Julivert, M., Fontbote, J.M., Ribeiro, A., Nabais Conde, L.E. 1972. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. IGME. 1:1.000.000. Memoria Explicativa, 113 pp.

López-Galindo, M.J. 2013. Biometeorización de rocas ígneas. Espeleotemas silíceos desde una perspectiva geobiológica. Tesis Doctoral. http://hdl.handle.net/2183/11581. Universidad de La Coruña. 323 pp.

Round, F.E., Crowford, R.M., Mann, D.G. 2000. The Diatoms: Biology and Morphology of the Genera. Cambridge University Press. UK. 747 pp.

Vidal Romaní, J.R. y Vilaplana, J.M. 1984. Datos preliminares para el estudio de espeleotemas en cavidades graníticas. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe 7, 305-324.

Vidal Romaní, J.R. y Vaqueiro, M. 2007. Types of granite cavities and associated speleothems: genesis and evolution. Nature Conservation 63, 41-46.

Vidal-Romaní, J.R., Sanjurjo Sánchez, J., Vaqueiro-Rodríguez, M., González-López, L., López-Galindo, M.J. 2013. Speleothems in cavities developed in magmatic rocks, 16th International Congress of Speleology. Brno, Czech Republic.

MODELADO FRACTAL DE LA DISTRIBUCIÓN DEL TAMAÑO DE DOLINAS EN LA SIERRA DE LAS NIEVES (MÁLAGA)

Fractal modeling of doline size-distribution in the Sierra de las Nieves (Málaga)

E. Pardo-Iguzquiza[1], J.J. Durán[1] y P.A. Robledo[2]

1 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.
2. Unidad del IGME en Palma de Mallorca. Ciudad de Queretaro s/n. 07007 Palma de Mallorca

Abstract: The study of the spatial distribution of dolines in karst terrains can provide very valuable information to understand the evolution of the karst landscape including possible tectonic controls. Furthermore, the distribution of the sizes of dolines according to a power law or to a non-power law may provide information on the stage of kart evolution. The spatial distribution of dolines in the Sierra de las Nieves karst aquifer (Málaga, Southern Spain) has been analysed. The dolines of Sierra de las Nieves show a strong structural control having being developed along the main directions of large fractures and faults. Additionally they appear clustered and their size follows a power-law distribution indicating a fractal behaviour. The power-law distribution of the size of dolines could be characteristic of dolines in flat areas, that in the case of Sierra de las Nieves corresponds with a relic polje and karst plateau.

Palabras clave: ley potencial, dolinas, uvalas, fractales
Key words: power law, dolines, uvalas, fractals

1. INTRODUCCIÓN

Muchas características geológicas en general y del karst en particular tienen un carácter fractal (Mandelbrot, 1982). La rugosidad del relieve, la fracturación, la red de conductos kársticos son ejemplos típicos de fractales en el karst (Pardo-Iguzquiza et al., 2011). En íntima relación con el carácter fractal de muchas geoformas kársticas está la distribución de sus tamaños (longitudes, anchuras, áreas, volúmenes), de acuerdo a una ley potencial. Así se ha demostrado para el volumen de conductos kársticos como ejemplo en el karst (Pardo-Iguzquiza et al., 2014) o para tamaños de lagos (Seekell et al., 2013), como ejemplo no kárstico. Entre las geoformas kársticas, las dolinas son una de las más típicas y características. Las dolinas se han utilizado como un indicador de actividad tectónica (Faivre y Reiffsteck 1999) y para la reconstrucción de la evolución del relieve kárstico (Balluti y Faivre, 2012). Además las dolinas son trampas de sedimento y por consiguiente archivos paleoclimáticos, además de tener un importante papel en la recarga y funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos kársticos. Es por ello de especial interés la caracterización de la distribución espacial de dolinas en los terrenos kársticos. Entre otros índices morfométricos sobre la distribución de dolinas, en este trabajo nos centramos en la geometría fractal de su distribución de tamaños.

2. METODOLOGÍA

Una aplicación del modelado fractal es la descripción de distribuciones invariantes a la escala y que se pueden utilizar para extrapolar a escalas fuera del rango medido por los valores experimentales. La hipótesis de invarianza de escala, con respecto al tamaño de dolinas utilizando una distribución invariante a la escala, es que la superficie acumulada (S) de dolinas con superficie de dolinas individuales mayor a s sigue una ley potencial de la forma:

$$S(s) = ks^{-D}, \quad (1)$$

donde D es la dimensión fractal y k es una constante empírica. Si la distribución es invariante a la escala, los datos experimentales

aparecerán como una línea recta en un gráfico con escala logarítmica en abscisas y ordenadas.

3. CASO DE ESTUDIO

El area de studio es el acuífero kárstico de la Sierra de las Nieves (figura 1) en la provincia de Málaga. El macizo kárstico es una sucesión de rocas carbonáticas: mármoles y dolomías triásicas, calizas jurásicas y brecha carbonática terciaria. La dolomía y la caliza tienen la estructura de un sinclinal tumbado con vergencia hacia el NW y la brecha se dispone discordante sobre la estructura anterior (Liñán-Baena, 2005).



Fig. 1. Área de estudio en la Sierra de las Nieves.
Fig. 1. Study area in the Sierra de las Nieves (province of Malaga, Southern Spain).

La arquitectura básica del acuífero kárstico de la Sierra de las Nieves consiste en dos bloques tectónicos, uno levantado con respecto al otro. El bloque levantado está caracterizado por un gran número de simas y por el desarrollo de supercuevas, con un desarrollo explorado hasta la actualidad de 30 km de conductos kársticos. Por otra parte, el bloque hundido está caracterizado por la abundancia de depresiones kársticas (figura 2). Para el censo de dolinas kársticas, además de visitas de campo, se ha utilizado un método automático de detección y delineación de depresiones en general y depresiones kársticas en particular (Durán et al., 2012; Pardo-Iguzquiza et al., 2013). Este método es muy útil para detección de depresiones cuando se han de cartografiar extensas áreas, áreas no accesibles o áreas cubiertas de vegetación. El método automático se basa en el uso del algoritmo de Jenson y Domínguez (1988) en un entorno de Sistemas de Información Geográfica. El citado procedimiento proporciona la cartografía de alta resolución de las dolinas como las que se muestran en la figura 3, donde se ha representado la profundidad de las dolinas con respecto al borde de la depresión. Asimismo, puede verse el fuerte control estructural reflejado en cómo las dolinas se han desarrollado en la intersección de fracturas, de modo que las dolinas tienen una forma elongada a lo largo de las principales direcciones de la fracturación regional (Pardo-Iguzquiza et al., 2013). En este último trabajo se ha efectuado un estudio morfométrico de la profundidad de las dolinas en relación con la altitud (m s.n.m.) de las mismas.



Fig. 2. Interior de una dolina de escala hectométrica en la Sierra de las Nieves.
Fig. 2. Inside a doline of around 100 m in diameter in the Sierra de las Nieves.

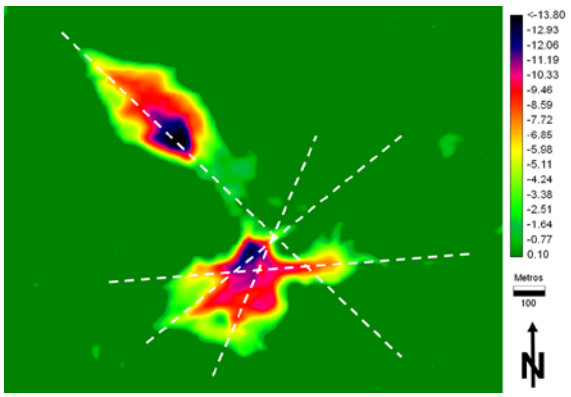


Fig. 3. Ejemplo de delineación automática de dolinas con indicación de profundidad de las mismas.
Fig. 3. Delineation of dolines and deph of the dolines with clear location of the ponors.

Mediante el método de cartografía automática se han detectado 324 dolinas con un tamaño

superior a 250 m^2 (figuras 4, 5 y 6). La figura 4 es un mapa de todo el acuífero donde se observa la mayor densidad de dolinas en el sector oeste del acuífero, que corresponde al bloque tectónico hundido.

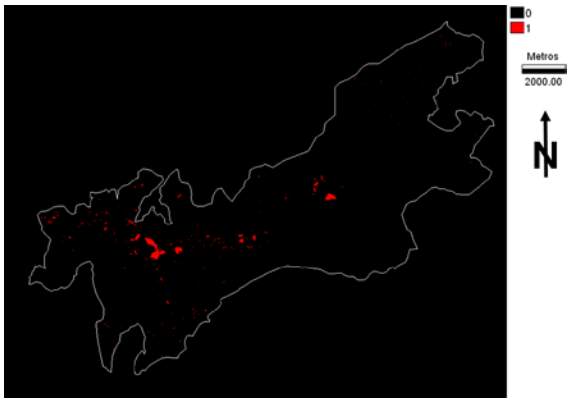


Fig. 4. Dolinas (color rojo) detectadas en la Sierra de las Nieves y que corresponde al 5% de la superficie del acuífero.

Fig. 4. Map of detected dolines (red) in the Sierra de las Nieves. They cover 5% of the area of the aquifer.

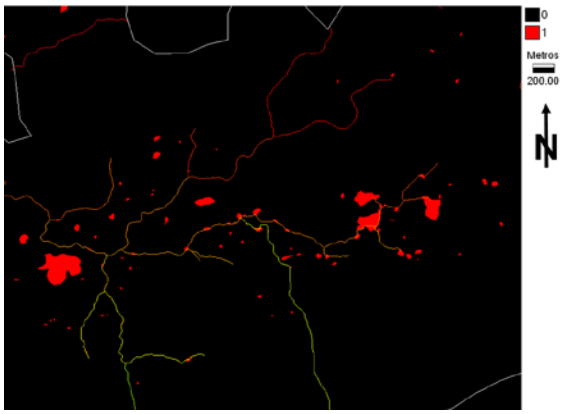


Fig. 5. Detalle del mapa de la figura 4. Las dolinas se muestran en color rojo.

Fig. 5. Detail of the map in figure 4.

En la figura 4 se observa la disposición de las dolinas en grupos, mientras que en la figura 5, que muestra un detalle de la figura 4, se observan dos poblaciones de dolinas: una relacionada con la red de drenaje y otra alejada de ella. La figura 6 muestra el histograma de tamaño (área en metros cuadrados) de las dolinas y que refleja una clara asimetría de la distribución. El valor de la media es de 2913 m^2 mientras que la mediana tiene un valor de 625 m^2. Esto significa que el 50% de las dolinas tienen una superficie menor a 625 m^2 y el otro 50% tienen una superficie mayor a dicho valor. Para mostrar si la distribución de dolinas sigue un comportamiento fractal y por consiguiente se puede ajustar un modelo potencial descrito por la ecuación (1), se ha representado en la figura 7 el área acumulada de las dolinas cuyo área supera un determinado valor. Puede observase como los valores se ajustan en una línea recta en un gráfico de escala logarítmica en ambos ejes. Esta misma característica también se ha observado en la distribución de tamaños de lagos que se sitúan en una superficie llana (Seekell, 2013).

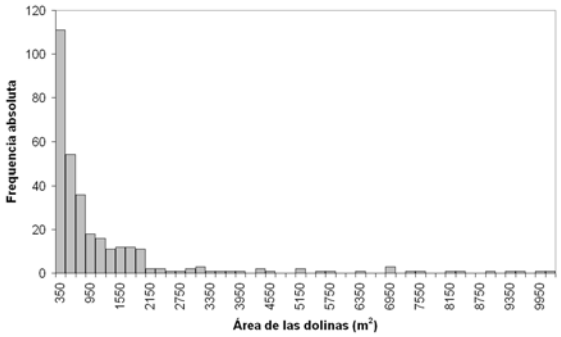


Fig. 6. Histograma de la superficie de dolinas en la Sierra de las Nieves.

Fig. 6. Histogram of the area of dolines in Sierra de las Nieves.

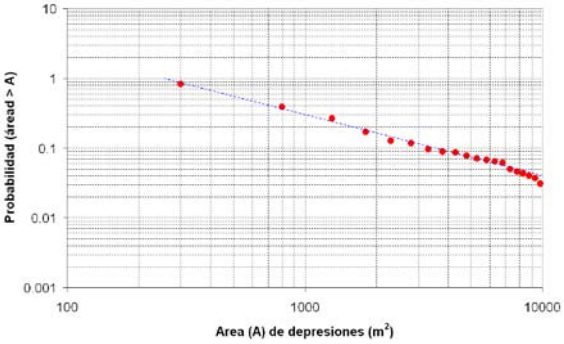


Fig. 7. Representación del área de dolinas en un gráfico doble logarítmico donde se muestra como la distribución de tamaños sigue una ley potencial.

Fig. 7. Log-log graph of the distribution of sizes of dolines showing that they follow a power law.

4. DISCUSION Y CONCLUSIONES

Este trabajo muestra como la distribución de tamaños de dolinas en la Sierra de las Nieves (provincia de Málaga) sigue una ley potencial y por consiguiente muestra un carácter fractal. La mayor parte de las dolinas en Sierra de las Nieves se localizan en el bloque de la Nava (tectónicamente hundido), que es una zona relativamente llana correspondiente a un polje relicto que ha sido desmantelado por la incisión fluvial exacerbada por la tectónica y la captura de áreas endorreicas importantes. El uso de un sistema de detección y delimitación automática de dolinas en un entorno de Sistemas de Información Geográfica ha facilitado el censo de dichas dolinas, si bien ha sido necesario establecer un límite inferior de 250 m^2 como el umbral necesario para discriminar entre depresiones verdaderas y espurias a lo largo del encajamiento de la red de drenaje. Dicha detección automática debe ser utilizada conjuntamente con los trabajos de campo pero resulta muy útil para el trabajo geomorfológico, tanto en lo que ser refiere a cartografía como a análisis morfométrico.

El desarrollo del karst de la Sierra de las Nieves está muy relacionado con las direcciones de las fallas y fracturas de escala cartográfica. Las dolinas se desarrollan preferentemente en la intersección de las fracturas regionales y con un desarrollo asimétrico con elongaciones preferentes a lo largo de dichas direcciones preferentes. Las fallas y fracturas y cualquier aspecto relacionado con las mismas (longitud, apertura, frecuencia) tienen un carácter fractal característico (Pickering et al., 1999) que también podría tener influencia en el área de dolinas desarrolladas a favor de las mismas. Es posible que la distribución fractal o no fractal de dolinas sirva para comparar diferentes sistemas kársticos e informe de la génesis y evolución. Más investigación y estudios son necesarios para avanzar en nuestro conocimiento en dicha línea de trabajo.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación KARSTINV CGL2010-15498 del Ministerio de Economía y Competitividad. Agradecemos a la Dirección del Parque Natural de la Sierra de las Nieves las facilidades prestadas para llevar a cabo la investigación.

REFERENCIAS

Durán J.J., Pardo-Igúzquiza E. y Robledo P.A., 2012. Detección automática de depresiones utilizando el modelo digital del terreno y su aplicación a la cartografía geomorfológica. Avances de la Geomorfología en España (2010-2012). Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología. Universidad de Cantabria.

Faivre, S. y Reiffsteck P., 1999. Spatial distribution of dolines as an indicator of recent deformations on the Velebit mountain range (Croatia)/La répartition spatiale des dolines comme indicateur de contraintes tectoniques. Montagne de Velebit (Croatie). Géomorphologie : relief, processus, environnement 5, (2), 129-142.

Jonson, S.K. y Domingue, J.O., 1988. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing 54 (1), 1593-1600.

Liñán-Baena, C., 2005. Hidrogeología de acuíferos carbonatados en la unidad Yunquera-Nieves (Málaga). Plublicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie: Hidrogeología y Aguas Subterráneas 16, Madrid, 322 pp.

Mandelbrot, B.B. 1982. The Fractal Geometry of Nature. Freeman, New York, 468 pp.

Pardo-Iguzquiza, E., Durán-Valsero, J.J. y Rodriguez-Galiano, V., 2011. Morphometric analysis of three-dimensional networks of karst conduits. Geomorphology 132, 17-28.

Pardo-Igúzquiza E., Durán J.J. y Dowd P.A. 2013. Automatic detection and delineation of karst terrain depressions and its application in geomorphological mapping and morphometric analysis. Acta Carsologica 42/1, 17-24.

Pardo-Igúzquiza, E., Durán, J.J., Robledo, P.A., Guardiola, C., Luque J.A. y Martos, S. 2014. Fractal Modelling of Karst Conduits. In Mathematics of Planet Earth. Springer-Verlag, Berlin, Lecture Notes in Earth System Sciences, 217-220.

Pickering G., Bul J.M. and Sanderson, D.J. (1999) Fault populations and their relationship to the scaling of surface roughness. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 104 (B2) 2691-2701.

Seekel, D.A., Pace, M.L., Tranvik, L.J. y Verpoorter, C., 2013. A fractal-based approach to lake size-distributions. Geophysical Research Letters 40, 1-5.

"EL PALEO-POLJE DE LA NAVA: EVOLUCIÓN DE UN KARST POLIGONAL SOMETIDO A BASCULAMIENTO TECTÓNICO Y CAPTURAS FLUVIALES"

"The paleo-polje of the Nava: evolution of a polygonal karst submitted to tectonic tilting and fluvial captures"

E. Pardo-Iguzquiza[1], J.J. Durán[1] y P.A. Robledo[2]

1 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.
2. Unidad del IGME en Palma de Mallorca. Ciudad de Queretaro s/n. 07007 Palma de Mallorca

Abstract: The Sierra de las Nieves aquifer (Málaga province, Southern Spain has two tectonic blocks that are divided by the Turquillas Fault. While the uplifted block is the reign of supercaves, the other block is the reign of karstic depressions. The down-lifted block is a paleo-polje with endorheic depressions that include dolines and uvalas. The main fractures and faults have had a strong control on the development of dolines and the drainaje network. Most likely the karst started by preferential dissolution of the network of fractures that created a polygonal karst of large scale. However the tectonic tilting of the block created an asymmetry in the development of the landforms that together with fluvial captures of the karst polygons give as result the present day paleo-polje that implies a mature, well developed karst system.

Palabras clave: poljes, dolinas, fracturas, basculamiento
Key words: poljes, dolinas, fractures, tilting

1. INTRODUCCIÓN

La definición usual de un polje considera que se trata de una depresión cerrada kárstica de grandes dimensiones (kilométrica), con fondo más o menos plano, drenaje endorreico kárstico y laderas periféricas con pendientes importantes. Sin embargo no es una definición completa, porque no sirve para abarcar la gran variedad existente de poljes (Nicod, 2003). El estadio evolutivo que se puede observar en la actualidad para un determinado polje es un resultado de numerosos procesos que han condicionado su historia geológica y geomorfológica. En este sentido, la condición estructural, la tectónica, las condiciones climáticas pasadas, así como la topografía y la hidrogeología, tanto pretérita como actual, han influido en el resultado que se observa en la actualidad. El estudio de la geomorfología de un polje y el establecimiento de su evolución no sólo tiene un interés geomorfológico teórico sino que puede ayudar a entender el funcionamiento hidrogeológico del acuífero kárstico asociado (recarga, circulación y flujos de agua preferentes, desarrollo de conductos endokársticos, delineación de cuencas hidrogeológicas y descarga por manantiales kársticos). En este trabajo se aborda el estudio del paleo-polje de la Nava, situado en el macizo kárstico de la Sierra de las Nieves, en la provincia de Málaga. Se utilizan los datos obtenidos en el trabajo de campo así como los ofrecidos por las nuevas tecnologías integradas en los conocidos Sistemas de Información Geográfica, en particular, el análisis espacial del modelo digital de elevaciones.

2. METODOLOGÍA

En la actualidad, además del clásico trabajo de campo, existen una serie de técnicas modernas que asisten al científico en los estudios geomorfológicos. En particular, las imágenes de satélite, la visualización de cartografía por ordenador a diferentes escalas y fundamentalmente el modelo digital de elevaciones (MDE), han incrementado las posibilidades de los estudios sinópticos

requeridos cuando se trata de abordar el estudio de grandes estructuras geomorfológicas. En particular se dispone del tratamiento del MDE mediante las técnicas de análisis espacial proporcionado por los Sistemas de Información Geográfica (Bonham-Carter, 1994). El MDE es una versión digital del relieve con un formato matricial (ráster) y que, por consiguiente, es especialmente adecuado para las operaciones matemáticas y de análisis espacial. Los análisis hipsométrico, de pendientes, de laderas, y otros se calculan en pocos minutos, con la particularidad de que se pueden efectuar para todo el área de estudio o para cualquier sub-área de interés; además de facilitar la morfometría del relieve. Esto, impensable hace sólo tres décadas, ha expandido las posibilidades de la geomorfología cuantitativa en Ciencias de la Tierra. Del mismo modo, la visualización de cartografías por ordenador con el cambio automático de escalas y ampliaciones de las zonas de interés ha mejorado el análisis sinóptico que requiere el estudio de geoformas de escala kilométrica. En particular, la asimetría de la red de drenaje, el factor de drenaje de la cuenca y las diferencias de pendiente en la periferia del polje son parámetros a considerar cuando se trata de mostrar la influencia del basculamiento en la evolución geomorfológica del polje. Estos asuntos son tratados a continuación.

3. CASO DE ESTUDIO

El área de estudio es una parte del acuífero kárstico Sierra de las Nieves en la provincia de Málaga. El macizo kárstico es una sucesión de rocas carbonáticas: mármoles y dolomías triásicas, calizas jurásicas y brecha carbonática terciaria. La dolomía y la caliza tienen la estructura de un sinclinal tumbado con vergencia hacia el NW y la brecha se dispone discordante sobre la estructura anterior. Una fotografía del paleo-polje se muestra en la figura 1.

En la figura 2 se ha representado el paleo-polje de la Nava (línea discontinua rosa), que en la actualidad está constituido por tres partes. Dos cuencas endorreicas en los extremos (al este y al oeste y delimitadas por líneas discontinuas naranjas en la figura 2) y una zona central con niveles de corrosión kárstica y que ha sufrido una importante captura fluvial (círculo verde en la figura 2) y cuya salida se muestra en la fotografía de la figura 3.

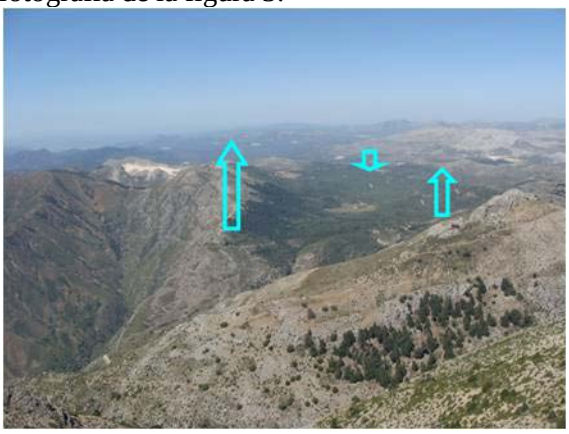


Fig. 1. El paleo-polje de la Nava visto desde el bloque levantado del Torrecilla. Las fechas muestran los movimientos relativos en el basculamiento del bloque.
Fig. 1. The paleo-polje de la Nava seen from the uplifted Torrecilla block.

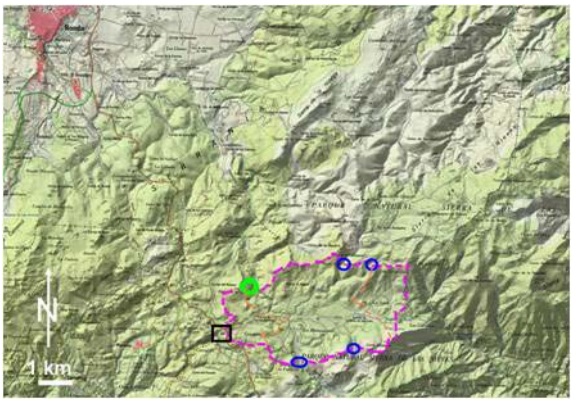


Fig. 2. El paleo-polje de la Nava situado a 10 km al SW de la ciudad de Ronda (Málaga). El polje tiene unas dimensiones aproximadas de 5 km de largo y 3 de ancho.
Fig. 2. The palo-polje of the Nava that is 10 km far from the city of Ronda (Málaga) that is in the NW.



Fig. 3. Drenaje superficial de la parte central del paleo-polje. Punto verde en figura 2.
Fig. 5. Outflow point of the surface drainage of the paleo-polje.

En la figura 2 también se han mostrado, con un círculo azul, las zonas de capturas fluviales de zonas exteriores al polje y que contribuyen al mismo. Las dos capturas del sur son de especial interés. Una de ellas, la más al oeste, es una captura de una pequeña zona (53 ha) endorreica kárstica y que forma un polígono más reciente pero ilustrativo del karst poligonal originario del paleo-polje. La dirección de captura del polígono corresponde con una de las direcciones preferentes de la fracturación y las fallas de la Sierra de las Nieves.



Fig. 4. Pequeña zona endorréica poligonal que ha sufrido una captura fluvial.
Fig. 4. Small endorheic zone that has suffered fluvial capture.

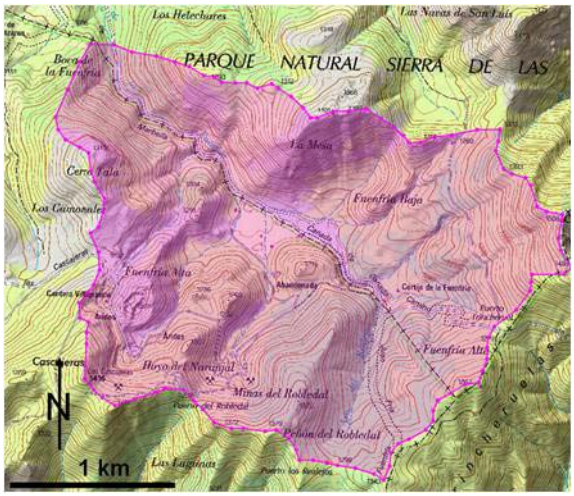


Fig. 5. Zona endorréica poligonal que ha sufrido una captura fluvial.
Fig. 5. Endorheic zone that has suffered fluvial capture .

La segunda zona endorreica capturada, la de más al oeste, tiene una superficie de 520 ha y tiene la particularidad de no ser completamente kástica sino que también involucra a las rocas peridotíticas que constituyen el borde sur del acuífero (Liñán-Baena, 2005). Esta zona capturada tiene 10 veces la superficie de la anterior y supuso un importante evento en la historia del polje, con una importante entrada de agua superficial. Por otra parte, la figura 6 muestra el detalle de la zona endorreica actual de la zona de la Nava donde se localiza un importante ponor de drenaje (figura 7). Puede observarse como el ponor (círculo rojo en la figura 6) y la red de drenaje (línea azul oscuro discontinua) están en el margen del paleo-polje opuesto al principal punto de levantamiento relativo en el basculamiento (flecha roja) en la intersección de la falla de las Turquillas (línea discontinua azul claro) y el contacto con las peridotitas cabalgantes (línea roja discontinua).

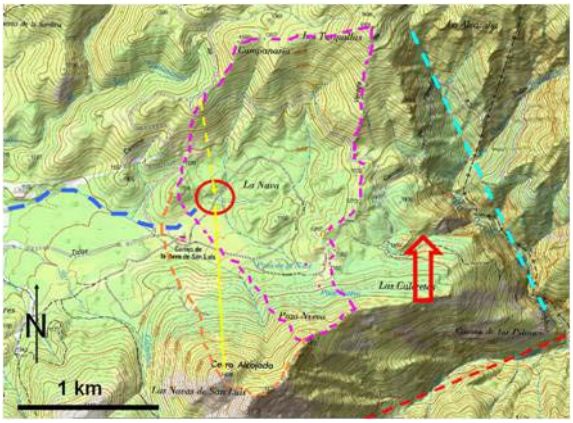


Fig. 6. Zona este del paleo-polje. Ver explicación en el texto.
Fig. 6. Surface drainage of the paleo-polje.



Fig. 7. Ponor del paleo-polje de la Nava..
Fig. 7. Ponor of the Nava paleo-polje.

Adicionalmente, la asimetría del polje se observa en la figura 6 por el hecho de que las laderas son más suaves de la parte sur (línea

amarilla continua) y más abruptas en la parte norte (línea amarilla discontinua). También la disposición de las dolinas es claramente asimétrica, situándose marginalmente en el borde norte del polje y con mayor densidad en la parte occidental del polje que es la zona más hundida por el basculamiento (figura 8 y figura 2 donde en la parte oeste se localiza la zona endorreica que está a punto de ser capturada en la zona señalada por el cuadrado negro).

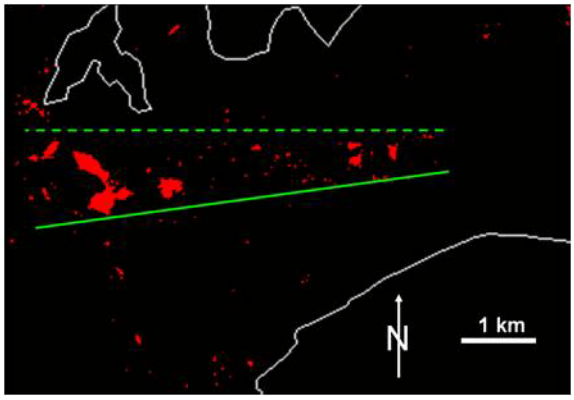


Fig. 8. Detalle de las dolinas detectadas en la Sierra de las Nieves. Ver explicación en el texto.
Fig. 8. Map of detected dolines in Sierra de las Nieves.

4. DISCUSION Y CONCLUSIONES

El paleo-polje de la Nava tiene una historia de evolución geomorfológica compleja. En primer lugar, la fracturación y las fallas tienen una importante impronta en las orientaciones preferentes de las dolinas y en la direccionalidad de la red de drenaje. En un principio, existiría una serie de depresiones kársticas de tipo poligonal (*cockpits*) que por coalescencia originaron un polje en la parte oriental con un importante ponor situado a la cota actual de 1110 m s.n.m. El ponor se situaba en un borde del polje, debido al efecto anisótropo provocado por el basculamiento del bloque de la Nava, producto del efecto del juego diferencial de la Falla de las Turquillas y el empuje de las peridotitas en un ángulo perpendicular a la falla. Esto ha quedado reflejado en el importante encajamiento del nacimiento de río Verde y el arroyo de los Quejigos (figuras 1 y 6). Este mismo efecto de basculamiento junto a las zonas de fracturación, de mayor debilidad, favoreció el desarrollo de la red de drenaje que capturó el polje y originó una zona de importante relleno de depresiones kársticas existentes justo en el lado opuesto del levantamiento por basculamiento. La captura fluvial más importante está relacionada con la captura del propio polje (figuras 2 y 3) y la captura en el lado opuesto de unas nuevas zonas de aporte superficial al polje (figuras 4 y 5). Esta captura supuso el aislamiento de la zona de relleno de dolinas en el oeste, quedando relegado a una zona endorreica, y la reducción del área de polje propiamente dicho en el oeste y el gran ponor (figura 7) ahora relicto y sobredimensionado para la superficie drenada en la actualidad. Este gran desarrollo del paleopolje fue posible por el desarrollo previo de una red de drenaje subterráneo bien desarrollada que ahora descarga por los manantiales de río Grande en el este e Igualeja en el oeste. Toda la geomorfología ahora observable habla de un karst maduro bien desarrollado a favor de la estructura sinclinal del macizo kárstico y favorecido por la alta porosidad de la brecha de la Nava y la importante fracturación de la roca.

Agradecimientos
Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación KARSTINV CGL2010-15498 del Ministerio de Economía y Competitividad. Agradecemos a la Dirección del Parque Natural de la Sierra de las Nieves las facilidades prestadas para llevar a cabo la investigación.

REFERENCIAS

Bonham-Carter, G.F., 1994. Geographical Information Systems for Geoscientists: Modelling with GIS, Pergamon, Ontario, 398 p.

Liñán-Baena, C., 2005. Hidrogeología de acuíferos carbonatados en la unidad Yunquera-Nieves (Málaga). Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie: Hidrogeología y Aguas Subterráneas 16, Madrid, 322 pp.

Nicod, J., 2003. A little contribution to the karst terminology: special or aberrant cases of poljes? Acta Carsologica 32/2, 29-39.

LA FORMACIÓN DEL ENDOKARST EN EL CALERIZO DE CÁCERES (ESPAÑA)

Endokarst genesis of El Calerizo in Cáceres (Spain)

E. Rebollada Casado[1], F. J. Fernández Amo[2] y R. Merino Márquez[3]

1 Asociación Geológica de Extremadura. eduardo.rebollada@hotmail.com.
2 Técnicas Mineras Santa Marta, S.L.
3 I.E.S. Al-Qazeres

Abstract: The most important karstic area in Extremadura is located in the Cáceres Syncline, historically named El Calerizo, due to the great amount of lime furnaces. Karstic phenomena in this syncline are controlled by tectonic features (folds and fractures). However, it is possible that tectonic movements had changed the original site.

Palabras clave: karst, Cáceres, estructura, morfologías kársticas
Key words: karst, Cáceres, structure, karstic forms

1. ANTECEDENTES

Teniendo en cuenta su importancia en Extremadura, son escasos los trabajos geológicos modernos publicados referidos en particular a El Calerizo cacereño (Gurría y Sanz, 1979; INGEMISA, 1980; Gil y Encinas, 1992; Jorquera y Gil, 1998; Fdez. Amo y Rebollada, 2002), no así los generales que citan esta zona del occidente español en trabajos de mayor encuadre geográfico, entre los que destacan los de Tena-Dávila y Corretgé (1982), Del Val y Hernández (1989), Algaba et al. (2000) y la tesis doctoral de Gómez del año 1984.
Con el desarrollo de las campañas de investigación arqueológica específica llevadas a cabo por el equipo denominado “Primeros pobladores de Extremadura”, se realizaron diversas publicaciones para las que fueron necesarios apoyos geoarqueológicos, pero en las que no quedaron reflejados los resultados geológicos. Dos excepciones son los trabajos de Camacho et al. (2002) y Fdez.-Amo y Rebollada (2003), relacionados ambos con otro proyecto arqueológico, denominado “Estudio de la ocupación prehistórica en El Calerizo de Cáceres“).

2. ENCUADRE GEOLÓGICO

El Calerizo de Cáceres constituye un afloramiento carbonatado del Devónico superior, incluido en un paquete paleozoico plegado, denominado Sinclinal de Cáceres, que es el resto del anticlinorio Centro-Extremeño erosionado en gran parte. En El Calerizo existe un karst en fase senil, en consonancia con el desmantelamiento a que han sido sometidas las series paleozoicas tras la orogenia hercínica. El origen de la karstificación es litológico, siendo no obstante el sistema de fracturas el principal factor determinante del desarrollo de la disolución y formación de cavidades de mayores dimensiones. Es decir, existe un control estructural subyacente, de igual importancia al litológico en ciertos lugares de El Calerizo.

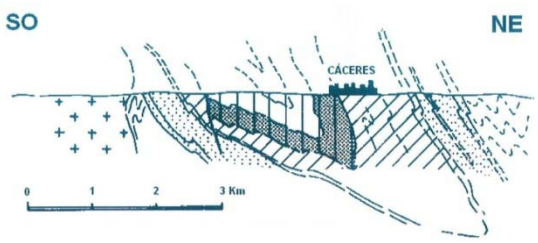


Fig. 1. Sección transversal del Sinclinal de Cáceres (Fuente: Corretgé, Suárez y De Tena, 1982).
Cross section in Cáceres syncline.

En discordancia sobre las rocas precámbricas sobre las que se forma la penillanura fundamental meseteña, se disponen rocas paleozoicas, entre las que destacan las series del Ordovícico y Silúrico, que definen los relieves de las sierras (La Sierrilla, El Risco, La Mosca, La Señorina y La Aldehuela), limitantes de la estructura sinclinal. Hacia el centro del mismo aparecen, concordantes con las rocas del Paleozoico inferior, materiales pizarrosos y areniscosos del Devónico inferior y medio y sobre ellos rocas carbonatadas (calizas y dolomías) del Devónico superior – Carbonífero inferior y, finalmente, las pizarras del Carbonífero que culminan el paquete sedimentario paleozoico.
El Sinclinal de Cáceres es formado durante la fase hercínica, ocurrida a lo largo del periodo

Carbonífero. En el citado sinclinal las series son prácticamente concordantes entre sí, si exceptuamos los depósitos kársticos y tobáceos, así como los coluviones que se disponen tapizando las rocas paleozoicas y precámbricas.
Además del plegamiento, se han evidenciado en Cáceres otras estructuras, de carácter frágil, que definen un sistema de fracturas, de gran importancia por ser las directrices de desarrollo kárstico durante el Cuaternario.

3. GEOMORFOLOGÍA Y KARST

Las rocas que componen el Sinclinal de Cáceres, por su disposición geométrica y discordancia sobre las rocas precámbricas, definen un relieve residual en fase de denudación (Fig. 2), cuyas alturas mayores (entre 500 y 600 m.) se deben a la resistencia a la erosión de las areniscas cuarcíticas del Ordovícico y Silúrico, que forman una cubeta elongada en dirección hercínica (N120-140ºE). En la periferia de dicha estructura geomorfológica de carácter tectónico se observa una penillanura formada durante el Plio-Cuaternario, superficie fundamental de erosión (Gómez, 1984), con una altitud de 400 m., que también puede vislumbrarse en la parte interior del sinclinal.
Ligada a la litología carbonatada en El Calerizo son comunes los lapiaces como morfología exokárstica fundamental. Sin embargo, es el endokarst el grupo de formas más diverso, con espeleotemas variados y coladas (Fig. 3), además de importantes depósitos de arcillas de decalcificación (terra rosa) y otras estructuras de disolución (Fernández-Amo y Rebollada, 2002).



Fig. 2. Relieves del Sinclinal de Cáceres sobre la penillanura.
Positive relieves of Cáceres Syncline over peneplain.

La mejor representación de las formaciones o depósitos químicos de origen kárstico que en la actualidad aún pueden reconocerse se encuentran fundamentalmente en la Cueva de Maltravieso: se trata de galerías, estalactitas, estalagmitas, columnas (estalagnatos), coladas, costras estalagmíticas, rellenos de terra rosa, conductos freáticos y vadosos. Se trata de muy poca diversidad morfológica, lo que unido a las también escasas formas kársticas externas (lapiaces y dolinas, principalmente) y a la existencia de colapsos locales en el interior de las cuevas, confirman un estado final del proceso de karstificación o de su actual denudación.


Fig. 3. Espeleotemas en la Cueva de Maltravieso
Spaeleothems in Maltravieso cave

El origen de la karstificación es litoestructural, es decir, está definida por la disolución de los carbonatos del Devónico superior en una estructura con forma de cubeta, receptora de las aguas pluviales, lo que ha dado lugar a un repositorio hidrogeológico de notable importancia (Jorquera y Gil, 1998).
Las principales cuevas en la actualidad reconocidas dentro de El Calerizo son Maltravieso, El Conejar, Santa Ana I y II (Fig. 4), todas en un radio de 4 kilómetros.
En el caso concreto del endokarst, localmente existen otros controles litológico-estructurales que han coadyuvado a la aparición de cuevas de mayores dimensiones, como es el caso de la Cueva de Maltravieso. En esta cueva las aguas circulan por las fracturas de la roca hasta llegar al contacto con las pizarras del Carbonífero, que son totalmente impermeables, contacto estratigráfico éste que coincide con la dirección de desarrollo principal de la cueva. Dado que no se han detectado formas que indiquen sentido de corriente, tan sólo se conoce la dirección del flujo. Por otro lado, teniendo en cuenta la posible redisposición de algunas estructuras (que deberían localizarse verticalizadas, caso de los conductos de disolución en la Sala de las Chimeneas), es necesario reconsiderar cualquier conclusión sobre formación del karst a la luz de estas informaciones. Si se confirmara una tectónica alpina (Cuaternaria)

en el Sincinal de Cáceres, probablemente ello explicaría ciertas peculiaridades del conjunto kárstico, tanto en sus propios orígenes litológicos y estructurales, como en el desarrollo posterior de formaciones sedimentarias exokársticas, como las tobas calcáreas existentes en la Ribera del Marco, muy cercanas a las cuevas de El Conejar, Maltravieso y La Culebra.



Fig. 4. Localización de las principales cuevas en El Calerizo.
Mapping of mean caves in El Calerizo

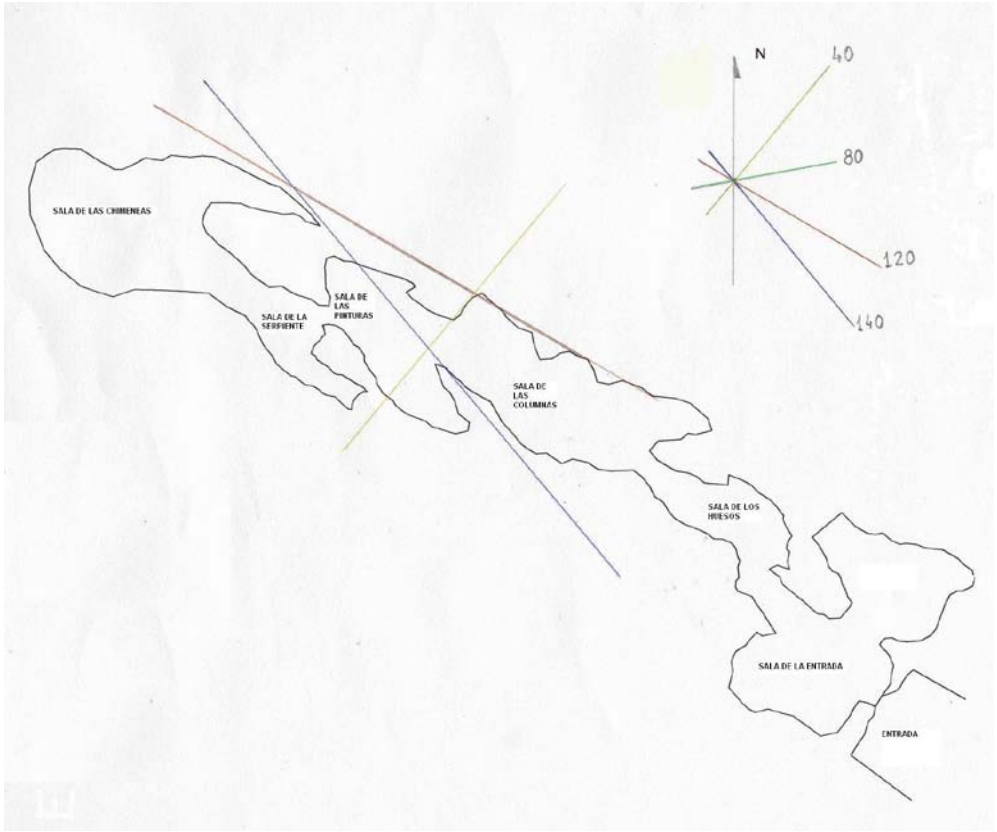


Fig. 5. Direcciones tectónicas de El Calerizo. El caso de la Cueva de Maltravieso.
Tectonic lineations in El Calerizo. The case of Maltravieso Cave.

4. RESULTADOS

En el sinclinal de Cáceres no resulta sencillo realizar mediciones estructurales. Sin embargo, en las rocas carbonatadas es posible vislumbrar los patrones estructurales y tectónicos fundamentales sobre los que se han desarrollado las morfologías de disolución y posterior precipitación del carbonato cálcico, en consonancia con el sistema de fracturación existente en el Macizo Hespérico (Del Val y Hernández, 1989).

Se han estudiado, con métodos geológicos, algunos afloramientos, entre los que destacan la cantera (hoy parque) de Maltravieso, donde se encuentra la cueva del mismo nombre. En esa zona se han realizado mediciones estructurales, confrontadas dentro de la cueva y en otros afloramientos cercanos (cuevas de la Culebra, Santa Ana y El Conejar), que arrojan cuatro patrones tectónicos de dirección/buzamiento N40/85, N80/15, N120/70 y N140/85 (Fig. 5). Dichos patrones habían sido igualmente inferidos en los estudios geofísicos realizados por microgravimetría (Camacho et al., 2002) y resistividad eléctrica (Fernández Amo y Rebollada, 2003).

En algunos afloramientos, como es el caso de la Cueva de Maltravieso (interior) es posible encontrar ciertas formaciones con signos de basculamiento. Tal es el caso de las “chimeneas” de la sala homónima (parte final de la cueva en la figura 5), donde los conductos de disolución ubicados a techo de dicha sala están levemente inclinados todos en un mismo sentido y dirección, lo que supondría un caso de neotectónica muy interesante, pues podría servir de apoyo al estudio detallado del sistema kárstico en el Sinclinal de Cáceres y su evolución por el basculamiento de la estructura.

REFERENCIAS

Algaba, M., Fdez., J.M. y Collado, H. 2000. Cavidades en Extremadura. BAR International Series 826.

Camacho, A.G., Vieira, R.; Ortiz, E. y Montesinos, F.G. 2002. Investigación Gravimétrica para el Estudio Arqueológico en la Cueva de Maltravieso. 3ª Asamblea Hispano – Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Univ. Politécnica de Valencia, 4 – 8 de febrero de 2002. CD-ROM.

Corretgé, L.G., Suárez, O. y De Tena, M. 1982. Los Granitos, Rocas Volcánicas y Rocas Volcanoclásticas del Sinclinal de Cáceres. Trabajos de Geología, 12, 251-271.

Del Val J. y Hernández, M. 1989. El karst en el Macizo Hespérico. El karst en España, (J. J. Durán y J. López, eds.). Monografías de la Sociedad Española

Fernández-Amo, F.J. y Rebollada, E. 2002. Modelado kárstico de la Cueva de Maltravieso. Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura, nº 6, 37-40.

Fernández-Amo, F.J. y Rebollada, E. 2003. Aportaciones de la Georresistividad al Conocimiento Geológico del Entorno de la Cueva de Maltravieso (Cáceres). Tierra y Tecnología, nº 25, 57-62.

Gil, J. y Encinas, M.R. 1992. El Calerizo de Cáceres. Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura, 4, 91-102.

Gómez Amelia, D. 1984. La Penillanura Cacereña. Estudio Geomorfológico. Tesis Doctoral. Universidad de Extremadura.

Gurría, J.L. y Sanz, M.C. 1979. Los fenómenos cársticos en El Calerizo de Cáceres y Aliseda. VI Coloquios de Geografía. Palma de Mallorca.

INGEMISA. 1980. Proyecto de Investigación Geológico-Geotécnica y de Riesgos en El Calerizo de Cáceres. Consejería de Agricultura, Industria y Comercio. Junta de Extremadura. Informe inédito.

Jorquera, A. y Gil, J. 1998. Estudio Hidrogeológico de El Calerizo de Cáceres”. Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura, 5, 55-66.

De Tena-Dávila, M. y Corretgé, L.G. 1982. Memoria del Mapa Geológico (2ª serie MAGNA) a escala 1:50.000. Hoja nº 704 (Cáceres). I.G.M.E.

ABSOLUTE DATING BY THERMOLUMINESCENCE OF ARCHAEOLOGICAL POTTERY FROM GRANITE CAVES OF NW IBERIAN PENNINSULA

Datación absoluta por termoluminiscencia de cerámicas arqueológicas en cuevas graníticas del NW de la Península Ibérica

J. Sanjurjo-Sánchez[1], J. R. Vidal Romaní[1], M. Vaqueiro[2] , Costas Vázquez[2], R. y A. Grandal D'Anglade[2]

1 Instituto Universitario de Geología "Isidro Parga Pondal", Universidade da Coruña, Campus de Elviña, 15071 A Coruña (España)
2 Clube Espeleolóxico Trapa, c/Manuel de Castro 8-3D. 36210 Vigo (España)

Abstract: Granite caves and cavities are similar to those found in karstic areas but smaller. They are linked to underground water flows with a seasonal strong turbulent regime. Pottery remains appear either exposed or buried and may be dated by thermoluminescence (TL). Both the small size of the fragments (due to erosion and fragmentation caused by water dynamics) and the absence of the original sedimentary context in most cases hinder the use of TL for dating. In this work, we show the first age estimates of pottery fragments and some absolute dates of samples of several granite caves of Galicia. The obtained ages go from Medieval (1 ka BP) to Roman or pre-Roman (2 ka BP), Chalcolithic (6 ka BP) and even the beginning of the Neolithic (7 ka BP).

Palabras clave: Termoluminiscencia, Pseudokarst, Cuevas, Restos arqueológicos, Edades
Key words: Thermoluminescence, Pseudokarst, Caves, Archaeological remains, Ages

1. INTRODUCCIÓN

In granitic massifs there are cavities similar to those found in karstic areas, though smaller (Twidale and Vidal Romaní, 2005). There are several of such caves in Galicia and Northern Portugal. Archaeological remains have been frequently found inside them including metals (Groba and Méndez, 2008), stone tools and pottery, though absolute dating has not been performed up to now (Vidal Romaní et al., 2010). The aim of this paper is to present the first age estimates obtained by means of Thermoluminescence (TL) from such pottery remains.

2. STUDY SITES

Pottery samples were collected and provided by archaeologists due to their small size and null scientific interest (absence of features) in four granite cavities from two areas (Figure 1) for TL analyses: O Folón and Trapa (Vigo), O Cebro and Peñafiel (O Pindo, A Coruña). Most samples were deposited on the surface of the floor of the cavities or in rock fissures but one of them was partially buried in sediment and in situ. Moreover, a sample of pottery from a limestone cave of the southwest of Galicia (Rebolal) was also analysed to estimate its age and to identify the problems that may exist in dating pottery in caves of different lithology. The calculation of annual dose, due to particular features of the granite cavities: most of the pottery could have been dragged by water fluxes. Therefore, we have performed estimations on the fragments considered as "^{40}K not transported", as perhaps they underwent less or null transportation from their original location.

3. TL ANALYSES AND AGE ESTIMATION

Luminescence is the property of the minerals to emit light as the response to an external stimulus. The environmental ionizing radiation

causes the ejection of electrons of the atoms of the crystal lattices (e.g. of the quartz) from the valence band and release energy (normally as photons) to recover their initial energy state. Due to impurities in the mineral composition many of these electrons are trapped in stable potential holes between the valence and the conduction bands. The exposure of minerals to constant ionizing radiation causes the accumulation of charge at a constant rate. This accumulation is proportional to the energy absorbed by the mineral, and therefore, the energy dose received along time. The stimulation of the crystal through heating (thermoluminescence, TL) results in the excitation of the trapped electrons which recombines going back to the valence band and releasing the energy excess as light. This light emission is known as luminescence. The luminescence age is the ratio between the accumulated charge (estimated as Equivalent Dose, ED) and radiation dose rate (estimated as Dose-Rate, DR) and it provides the age of heating (until at least 300-400ºC) of ceramic materials. The DR can be calculated measuring the content in radioactive elements present in the dated material and the surrounding environment. However, when a pottery sample has been moved (transported) or the sediment eroded, we are unable to assess the environmental radiation dose (gamma dose rate), as it has changed. In such case we can estimate an age for such sample but with errors about ~30% (Aitken, 1985).

The most suitable mineral for dating by luminescence is quartz, given its ubiquity in sediments and archaeological materials, its strength to weathering; also the luminescence signal that exhibits is stable with time (considering a geological time-scale), different from what happens with most of the minerals. In some cases, pottery samples show a low proportion of quartz. In such case a polymineral mixture can be used for luminescence analysis. Due to the low proportion of quartz on some samples we have used both mineral fractions (quartz and polymineral) to crosscheck age estimates. The TL signal of most polymineral samples has a significant component from feldspars that is usually unstable with time due to a phenomenon known as “anomalous fading”. This loss of luminescence signal implies the underestimation of ages, and there are several types of tests called “fading tests” to correct it (Aitken, 1985; Huntley and Lamothe, 2001).

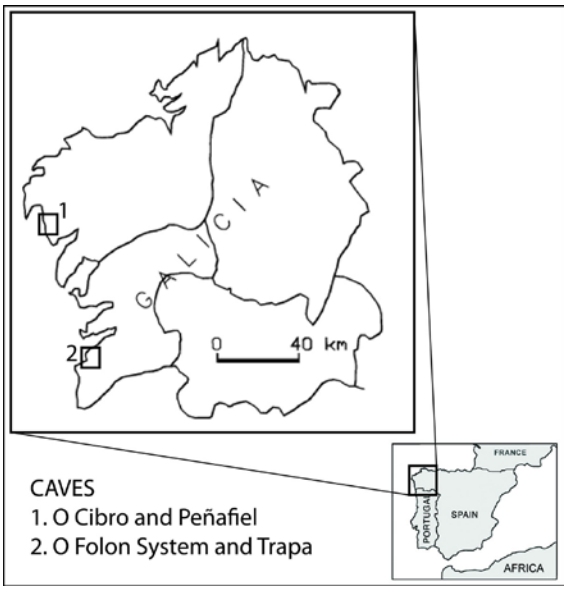


Fig. 1. Map of Galicia and location of the two areas where the caves are located.

4. AGE ESTIMATES

Significant differences were observed in the calculated annual doses, for different caves and samples (table 1), from the content in radioactive elements (U, Th and K). Such content is variable in samples found in same cave, as occurs for the samples from Trapa. This may indicate that these samples are not coetaneous or, at least, were not made using the same raw materials. As consequence of these differences, the calculated beta doses and internal gamma doses were variable.

All the studied samples showed traces of having been moved from their original deposition or burial place, except the two samples found buried in situ (Rebolal-1 and Trapa-1). Considering the small size of the caves and assuming that the original fragments or pottery were deposited inside the caves (and they have not been moved from outsider the cave) variations in the gamma doses should not be very high. Therefore, to obtain reliable estimations a final total deviation of at least 25% was considered for all the estimations of pottery not collected in situ, considering the suggestions of Blain et al. (2010) for the age

estimation in materials that might have been exposed to several gamma doses along the time which the luminescence signal has been accumulated.

Tabla 1. Results of the age estimations and minerals used for TL analyses (Min: mineral fraction used for TL; Pol: polymineral; Qz: quartz).

Muestra	Min	Dose Rate (Gy/ka)	Estimated age (ka BP)
Rebolal-1	Pol	6.42±0.22	3.41±0.46
	Qz	5.23±0.18	2.95±0.66
Trapa-1	Qz	3.36±0.13	7.05±0.86
Trapa-2	Pol	8.91±0.13	3.59±0.90
	Qz	7.55±0.10	2.70±0.60
Folón-1A	Pol	7.03±0.42	5.64±1.41
Folón -1B	Qz	7.49±0.17	6.01±1.50
Folón -5	Pol	5,22±0.12	9.46±2.37
	Qz	4,74±0.10	9.85±2.46
Folón -6	Qz	8.41±0.16	2.18±0.55
Folón -7	Qz	5.60±0.18	6.10±1.52
Folón -8	Pol	4.45±0.39	8.69±2.17
	Qz		6.29±1.57
Cibro-1	Qz	4.58±1.45	1.02±0.46
	Qz	4.64±1.45	0.92±0.50
Cibro-2	Qz	6.55±1.40	1.50±0.48
Peñafiel-1	Qz	5.97±1.68	1.80±0.72
Peñafiel-2*	Qz	5.97±1.68	0.97±0.46

The number of measured aliquots is low for some of the samples (9-15) due to the shortage of isolated quartz (in the others at least 24 aliquots has been measured). In such cases, the ED was also calculated from the TL curve obtained from the polymineral fraction of the same grain size, except for the samples Peñafiel-1 and Peñafiel-2 (O Pindo). The ages obtained in these cases (quartz and polymineral) are consistent between them (within errors) and with the set of dates obtained. The equivalent doses obtained from polymineral sub-samples provided apparent ages, because this signal is usually unstable with time due to the above-mentioned effect and known as "anomalous fading". Fading tests were carried out to correct these, consisting in the irradiation of aliquots with beta doses and the measurement of them after some time lapses (from seconds to a few months). Once corrected the ages are consistent with the ones obtained from quartz (Table 1).

The results are the first age estimation obtained by absolute dating methods (TL) for archaeological pottery from granite caves. As it may be observed in Table 1 and Figure 2, the oldest estimations are those of samples found in O Folón Cave System. They show an important error, so they probably correspond to different prehistoric periods, which may indicate a continuous or alternate knowledge/use, but constant, of the cave. The oldest estimations correspond to Folón-5 and Folón-6, which are in a temporal interval between 11 ka and 6.5 ka BP. This interval fits the age of Trapa-1 (7.05±0.86 ka BP), a sample collected in a cavity located a few kilometres of distance.

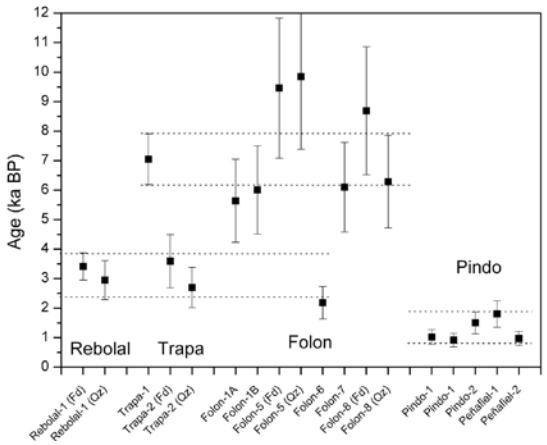


Fig. 2. Estimated ages and absolute ages of the studied pottery samples grouped by caves.

Folón-1 and Folón-7 also correspond to the same period (4.5-7 ka BP) and their error overlaps with the previous one and with Trapa-1, so they probably correspond to the same period that the former samples from O Folón System. It is also probable that all of them correspond to the same period as Trapa-1. Regarding the uncertainty on the external gamma dose, the estimate age intervals are reliable and indicate a use of the caves of O Folón and Trapa in the period of 7.05±0.86 ka BP. The other studied samples correspond to more recent periods that go from pre-Roman to Medieval. Some of these samples correspond to the O Folón System (Folón-6). The samples collected in O Pindo (A Coruña Province) belong to this period and to other later ones: Peñafiel-1 is pre-Roman/Roman, Cibro-2 is Roman/post-Roman, and Cibro-1 and Peñafiel-2 correspond to the Medieval Ages.

As stated before, it is significant that most of the pottery samples found in O Folón and Trapa correspond to the same period, older than

expected, and fits with the early stages of the Neolithic in the study zone. The older ages obtained are coincident with several absolute ages obtained by ^{14}C carried out in the Iberian Peninsula (Zilhao, 2001; Alday, 2009) that set the first Neolithic sites around 7.5 ka BP. In the southwest of Portugal, there are sites of the Mesolithic/Neolithic transition around 7.5 ka BP (Dean et al., 2012), age that corresponds to the most likely period for this transition in Europe (Zimmerman, 2012). This implies that the transition to the Neolithic in the Iberian Peninsula might be a process that affected the whole peninsula in a short period (probably a few centuries). Thus, the results from TL age estimates provides a fundamental device to estimate ages, though it is necessary to keep progressing in this research line, especially if it is taken into account that in granite caves the strongly acid pH of the environment and the energy of the erosive processes contribute to a quick destruction of the bone or organic remains, susceptible of being dated by ^{14}C.

5. CONCLUSIONS

Granite caves and cavities are environments in which archaeological remains frequently appear. The shortage or absence of sediments and the high acidity of the terrain hinder the preservation of organic remains available for dating by radiocarbon. Therefore, the only applicable method is the dating by luminescence of materials like pottery. In granite caves and cavities of the NW coast of the Iberian Peninsula, pottery fragments are frequently found. This work constitutes the first approach of estimating the age of such fragments by luminescence.

Three are the main difficulties for the dating by luminescence of archaeological pottery in these environments: the shortage of sample (dating must be performed on small-sized fragments, with very low content in quartz or minerals used for the analysis by TL), the position of such fragments is not usually original (not in situ) and the absence of sediments in most cases. The two last problems hinder the calculation of the complete gamma dose and gives age estimations with a high error. In spite of these difficulties, this work showed that it is possible to obtain reliable age intervals for these samples as age estimates. The estimations indicate that the caves were occupied or used by the man from the beginning of the Neolithic to the Medieval. The samples corresponding to the beginning of the Neolithic correspond to a probable period placed in 7.05±0.86 ka BP.

Acknowledgements
This work is part of the project EM2016/056 funded by Xunta de Galicia (Spain).

REFERENCES

Aitken, M. J. (1985). Thermoluminescence Dating; Academic Press: London.

Alday Ruíz, A. (2009). Late Mesolithic and Early Neolithic in the Iberian Peninsula: chronology and phases. MUNIBE, 60, 157-173.

Blain, S., Bailiff, I. K., Guibert, P., Bouvier, A., Baylé, M. (2010). An intercomparison study of luminescence dating protocols and techniques applied to medieval brick samples from Normandy (France). Quaternary Geochronology. 5:311-316.

Dean, R.M, Valente, M.J., Carvalho, A.F. (2012). The Mesolithic/Neolithic transition on the Costa Vicentina, Portugal. Quaternary International 264, 100-108.

Groba González, X. y Méndez Quintas, E. (2008). Human occupations during recent prehistory in the granite caves of the western coast of Galicia. Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe. 33:115 - 126

Huntley, D.J. y Lamothe, M. (2001). Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. Canadian Journal of Earth Sciences. 38:1093–1106.

Twidale, C.R. y Vidal Romaní, J.R. (2005). Landforms and Geology of Granite Terrains; Balkema: London, 2005.

Vidal Romaní, J.R., Sanjurjo, Sánchez, J., Grandal D'anglade, A., Vaqueiro Rodríguez, M., Fernández Mosquera, D. (2010). Geocaracterización de yacimientos arqueológicos en medio sedimentario: cronología absoluta y relativa. Monografías, 4. Museo de Prehistoria e Arqueoloxía de Vilalba. pp.7-19.

Zilhao, J. (2001). Radiocarbon evidence for maritime Pioneer colonization at the origins of farming in west Mediterranean Europe. PNAS, 98 (24) 14180–14185.

Zimmerman, A. (2012). Cultural cycles in Central Europe during the Holocene. Quaternary International 274, 251-258.

LUMINESCENCE DATING OF SPELEOTHEMS FROM GRANITE CAVES

Datación por luminiscencia de espeleotemas en Cavidades Graníticas.

J. Sanjurjo-Sánchez[1], J. R. Vidal Romaní[1], M. Vaqueiro[2] , Costas Vázquez[2] y R., Carlos Arce[1]

[1]Instituto Universitario de Geología "Isidro Parga Pondal", Universidade da Coruña, Campus de Elviña, 15071 A Coruña (España), jsanjurjo@udc.es
[2]Clube Espeleolóxico "A Trapa" (CETRA), c/Manuel de Castro 8-3D. 36210 Vigo (España)

Abstract: Water trickling through the discontinuities of granitic massifs causes slow rock weathering resulting in speleothems within rock fissures. Geochemical studies have shown different mineral compositions although evansite, opal-A and pigotite are the most frequent. They grow by accretion of concentric layers and they are a suitable microenvironment for the settlement of organisms, spores and pollen grains, which could be used as paleoclimatic records if the speleothems were dated. As Opal-A and evansite usually contain quartz- and feldspar-rich detrital grains Optically Stimulated Luminescence (OSL) has been tested for dating, while 14C dating was tested on pigotite due to their organic matter content. Results show ages between 0.5 and 3 ka BP.

Palabras clave: pseudokarst, cuevas graníticas, espeleotemas, datación, luminiscencia
Key words: pseudokarst, granite caves, speleothems, dating, luminescence

1. INTRODUCTION

In granitic massifs it is more or less common to found cavities similar to those found in karstic areas, though smaller in size and development (Twidale and Vidal Romaní, 2005). In the coastal area of the NW of the Iberian Peninsula an important amount of such caves exist. Inside the caves, sediments are scarce and the absence of fossils or materials that could be used to record geomorphologic events makes difficults to study the geomorphological evolution. It is also difficult to found and use sedimentary data as palaeonvironmental records. However, water trickling through the discontinuities of granitic massifs causes slow rock weathering resulting in secondary mineral deposits within rock fissures (speleothems) or within the caves. Such water flux, causes a slow chemical and physical weathering of the rock related to biological activity (Vidal Romaní et al., 2003).

The weathered materials are first eroded and later deposited either within fissures or in the water output of fissures. The formed speleothems are comparable to their congeners in karst (limestone) systems although always smaller in size and volume. Geochemical studies of such speleothems have reported three different types regarding mineral composition (Vidal Romaní et al., 2010): evansite, opal-A and aluminium-bearing organic compounds (pigotite). The latter speleothems, also called pigotite, grow by accretion of concentric layers (as it occurs in calcite speleothems) that seem to correspond to seasonal stages (Vidal Romaní et al., 2010). As they have a rich organic component, they can be dated by radiocarbon. Opal-A speleothems are the most common in acid rocks and they have studied for some years (Vidal Romaní et al., 2003). It has been demonstrated that most or them are also episodically formed by accretion of layers of precipitated opal-A. In order to classify these speleothems, different criteria can be used (Vidal Romaní et al., 2010).

In most cases the nomenclature is based on the similarity of speleothems with either marine (e.g. coralloids, stromatolites) or continental bioconstructions (e.g. terrestrial stromatolites), or in previous literature assuming improperly that, like their counterparts in calcareous caves, they are formed by the water dripping from the ceiling (Vidal Romaní et al., 2010).

Although in some cases speleothems from magmatic rock caves are formed by dripping, most of them are originated by water evaporation when the water circulation is produced at low velocity, in slow flows, and the dripping has a secondary importance in the formation or growth of the speleothem. Thus, a morphological classification is preferred. A summarized classification can be made considering two main morphological types: cylindrical (grass-shaped, stalactites s.s., stalagmites s.s. and terrestrial microstromatolites) and planar speleothems (flowstone and microgour) (Vidal Romaní et al., 2014). They are a suitable microenvironment for the settlement and development of microorganisms (bacteria, fungi and protozooae) although spores and pollen grains are usually found trapped within the opal layers and on the speleothem surface (Twidale and Vidal Romaní, 2005; Vidal Romaní et al., 2010). Thus, the interest of dating these speleothems lies on their possible use as paleoclimatic records (pollen records) at sites far from karst areas where generally other paleoclimaric records can be found within caves (calcite speleothems). An important limitation to this use is that opal-A speleothems not always contain organic matter (this is not abundant or absent), and thus other methods than ^{14}C must be employed.

Evansite speleothems are yellowish to brown-reddish layered flowstones up to some centimeters thick that cover surfaces of various squared meters within subsurface or cave granite fisures. They can be found in well diaclased rocky massifs with sheet structure (Vidal Romaní et al., 2010) and other sites (García-Guinea et al., 1995; Sánchez-Moral et al., 2011). When they appear as speleothems they are secondary deposits formed by dissolution of primary evansite formed by hydrothermal activity. Thus, dating would provide the age of deposition of secondary evansite (after dissolution of primary evansite) providing information on the evolution of fissures and water fluxes with time. The dissolution-deposition process of evansite could be due to slight paleoclimatic. Evansite deposits are amorphous and massive, and forms botryoidal or reniform coatings. Their chemical composition indicated that there are composed of hydrous aluminium phosphates and rich uranyl groups. However, they usually contain a detrital component rich in quartz and feldspar grains (García-Guinea et al., 1995; Vidal Romaní et al., 2010; Sánchez-Moral et al., 2011). Some authors have proposed that transition terms between alumina silicates and alumina phosphates, where the phosphorous increases progressively as Si diminishes till being completely substituted, can be included among evansite deposits (García-Guinea et al., 1995).

The aim of this work is to provide the first age assessment of speleothem deposits of granite caves by radiocarbon and luminescence dating. Radiocarbon dating has been performed on pigotite speleothems, while luminescence dating has been tested on opal-A and evansite speleothems. As they have been observed in different granitic of the World, if dated, palaeoenvironmental information could be obtained in such areas, where other records are not available. Such research is still in progress.

2. METHODS

Samples were collected from the water output of fissures on two granite massifs and from a cave in a nearby massif of NW Spain. Two evansite 2 cm thick flowstone samples were collected from Monte Costa Grande Massif (Muros, A Coruña): EM-1 (brown dark layer underlying EM-2) and EM-2 (yellow light layer). A 1 cm thick opal-A flowstone sample was also taken from Louro Massif (Muros, A Coruña). All these samples have been dated by luminescence. A layered pigotite column covered by gour-dam, was taken from A Trapa Cave, Vigo, Pontevedra. Such sample has been dated by radiocarbon due to its rich organic mater content. Both the Opal-A and evansite samples have been dated by luminescence.

Luminescence dating provides the age of burial of mineral grains within sediments. The luminescence age equation is the ratio between the charge accumulated by the minerals and the dose of ionizing radiation received by these from the surroundings (Aitken, 1985). The accumulated charge or total absorbed dose is estimated as equivalent dose (ED) as it is proportional to the luminescence emission of such minerals. The radiation dose is due to the radioactive elements, mainly U, Th and K, present in minerals surrounding the analysed grains. This is estimated as the dose-rate. The

calculated age corresponds to the time elapsed since the last exposure to sunlight of the analysed grains. The ED has been estimated after optical stimulation, called Optically Stimulated Luminescene (OSL) although heat can also be used to stimulate the light emission (thermoluminescence or TL). Thus, it is necessary that the dated detrital grains taken from the speleothem matrices should be exposed to sunlight before deposition and burial (within the matrix) enough amount of time or light intensity to bleach the residual (geological) absorbed dose. If this does not occur the estimated absorbed dose (ED) will result from luminescence emission of a mixture of well bleached grains (before burial) and grains keeping some residual dose (plus burial dose). Such ED will overestimate the dose absorbed during burial (within the speleothem matrix) providing ages too old for speleothems.

For dating, the central parts of the speleothem samples were used for luminescence measurements. As the used speleothem matrices are opaque the detrital grains have been shielded from daylight. Approximately, the 2 mm outer layer of each sample was removed under subdued red light conditions to guarantee that the used grains were not exposed to light during the preparation process for luminescence. The samples were carefully crushed in a vice, dried and sieved. Coarse grains were separated (90-180 μm for evansite samples and 63-180 μm for the opal-A sample). The grains were treated with HCl and H_2O_2 to remove carbonates and organic mater, respectively. HF was used to remove most of the feldspars and to etch the surface of quartz grains. Pure quartz grains were not obtained and high feldspar content remained after etching. This was observed by measuring luminescence emission due to infrared stimulation (IRSL), as feldspars show luminescence response, while quartz not. Thus, a detrital coarse feldspar contaminated quartz fraction was used for luminescence measurements. Such measurements were performed on aliquots of few grains. A double-SAR protocol was carried out to estimate the ED after performing pre-heating tests (Roberts and Wintle, 2001). The double-SAR (Post-IR OSL) provides luminescence signals stimulated with blue LEDs (blue-OSL) after infrared stimulation (IRSL). IRSL provide signals from feldspar grains subsequent while OSL provide signals from feldspars and quartz (Roberts and Wintle, 2001). As the luminescence signal of feldspar usually exhibits anomalous fading, the signal is not time-stable, and the resulting apparent ages must usually be corrected by performing fading tests. Fading tests have been carried out considering different time intervals (from prompt to one month delayed Post-IR OSL measurements). Luminescence measurements were performed on a Riso DA-15 Automated Reader equipped with a calibrated 90Sr/90Y beta source of intensity 0.120±0.003 Gy/s, at the Luminescence Laboratory of the University Institute of Geology (University of A Coruña, Spain). Resulting signals were detected with coupled 9235QA photomultiplier tube (PMT) through 7mm Hoya U-340 filter.

The annual dose-rate of ionizing radiation of the environment surrounding the samples was estimated by measuring the U, Th content by Inductive Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS), and the K content by X-Ray Fluorescence (XRF) on bulk samples, Conversion factors of Adamiec and Aitken (1998) were used to calculate the different components of the dose rate. Such components are alpha, beta, gamma contributions (from minerals) and the cosmic dose.

The alpha-dose is due to the present feldspars but not to the etched quartz grains, due to the HF etching procedure. It was calculated considering an a-value of 0.1. The beta dose was estimated considering an attenuation factor of ~0.9 for HF etched samples (Brenan, 2003). The gamma-dose was estimated from the U, Th and K content (measured by using the same methods) of the bulk speleothem samples and the underlying rock by a geometric approach. (Guibert et al., 1998).

3. RESULTS

The calculated dose rates are very different in opal-A and evansite. Opal-A shows a high dose-rate due to their K content, similar to those found in sediments of granite areas and parent rock (Aitken, 1985; Sanjurjo-Sánchez and Vidal Romaní, 2011). Evansite shows very high U content (up to 650 ppm) although Th content is only double than these of parent rock. Such content fits the previously observed high content on uranyl groups (García-Guinea et al.,

1995; Vidal Romaní et al., 2010; Sánchez-Moral et al., 2011). The calculated dose-rates for evansite samples are very high (115.60±0.19 for EM-2) when compared to usual OSL dated samples. Evansite speleothems are secondary minerals. Primary evansite is formed due to precipitation of amorphous $Al_2(PO_4)_{3-5}.nH_2O$ from recent hydrothermal fluids (García-Guinea et al., 1995). Evansite speleothems are formed by re-dissolution and re-precipitation of such deposits. The bleaching process of detrital grains within the evansite matrix must be light exposure. However, evansite speleothems are formed within rock fissures, usually underground. Thus, light exposure requires water transport of detrital minerals probably further than a few meters (after dissolution of primary evansite) and in open fissures (with some light exposure). This was possible in the studied samples, as they were collected from open fissures (near-surface), but this is not the most frequent case. Thus, the possible application of OSL dating to evansite speleothems is short, limited to open fissures, and the bleaching event would correspond to the deposition of secondary evansite (after dissolution of primary evansite).

Table 1. Resulting ages from the two dating methods used in the speleothems.

Sample	Type	Dating Method	Age (a BP)
Stalactite Trapa-1 (inside)	Pigotite	^{14}C	3110±300
Stalagmite Trapa-1 (inside)	Pigotite	^{14}C	3360±400
Stalactite Trapa-1 (outside)	Pigotite	^{14}C	2400±350
Flowstone -1 (top)	Pigotite	^{14}C	2370±130
SL-1	Opal-A	OSL	2760±650
EM-1	Evansite	OSL	700±180
EM-2	Evansite	OSL	500±60

Opal-A speleothems are mainly formed due to bioinduced SiO_2 dissolution from silicates (mainly quartz) with lower contribution of detrital grains dragged by water trickling (Vidal Romaní et al., 2010). As the speleothem was formed in an open cavity, exposed to daylight and opal-A speleothems are formed due to dissolution-precipitation events it is possible that bleaching of detrital grains has occurred during transport of detrital grains. The calculated age of the Opal-A speleothem fits the age of some the dated pigotite layers. Thus, it is likely that the growth of such speleothems could be related to a wet paleoclimatic event circa 3 thousand years ago (Railsback et al., 2011).

Acknowledgements

This work has been partially funded by the project "Cronología de espeleotemas en cavidades graníticas por luminiscencia para su uso como proxies paleoclimáticos y paleoambientales", (EM2013/056) funded by Xunta de Galicia (Spain).

REFERENCES

Adamiec, G.; Aitken, M. 1998. Dose-rate conversion factors: update. Ancient TL 16, 37-50.

Aitken, M.J. 1998. Thermoluminescence dating; Academic Press: London.

García-Guinea J., Millán Chagoyen A., Nickel, E.H. 1995. A re-investigation of bolivarite and evansite. The Canadian Mineralogist 33, 59-65.

Guibert, P.; Bechtel, F.; Shvoerer, M.; Müller, P.; Balescu, S. 1998. A new method for gamma dose-rate estimation of heterogeneous media in TL dating. Radiation Measurements 29, 561-572.

Railsback, B.; Liang F.; Vidal Romaní, J.R.; Grandal-D'anglade, A.; Vaqueiro Rodríguez, M.; Santos Fidalgo, L.; Fernández Mosquera, D.; Cheng, H.; Edwards, R. L. 2011. Petrographic and isotopic evidence for Holocene long-term climate change and shorter-term environmental shifts from a stalagmite from the Serra do Courel of northwestern Spain, and implications for climatic history across Europe and the Mediterranean. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 305, 172-184.

Roberts, H.M.; Wintle, A. 2001. Equivalent dose determinations for polymineralic fine-grains using the SAR protocol: application to a Holocene sequence of Chinese Loess Plateau. Quaternary Science Reviews 20, 859-863.

Twidale C. R., Vidal Romaní J. R. 2005. Landforms and geology of granite terrains. Balkema, London,. Vidal Romaní J. R., Bourne J. A., Twidale C. R., Campbell E. M. Siliceous cylindrical speleothems in granitoids in warm semiarid and humid climates. Zeitschrift für Geomorphologie **2003**, 47(4), 417-437.

Vidal Romaní J.R., Sanjurjo-Sánchez J., Vaqueiro Rodríguez M., Fernández Mosquera, D. 2010. Speleothem development and biological activity in granite cavities. Géomorphologie 4/2010, 337-346.

THE BOULDER EROSION GRANITE CAVE SYSTEM OF "ALBARELLOS", AVION - OURENSE (GALICIA, SPAIN)

El Sistema de Cuevas de Erosión de Albarellos, Avión – Ourense (Galicia, España)

M. Vaqueiro[1,2] y R. Costas[1,2]

1 Clube de Espeleoloxía A Trapa (CETRA). cetra@cetra.es
2 Investigador asociado, Instituto Universitario de Xeoloxía, Universidade de A Coruña

Abstract: Albarellos is a new boulder erosion granite cave system characterized by their subterranean gigant and well developed erosion forms: Potholes with more than 5 m of diameter, and 11,5 m of depth; erosion tunnels and coalescent potholes modelling the subterranean channel. Cave is being surveyed and studied. This paper is only a preliminary report focused on the subterranean forms.

Palabras clave: Granito, cueva, erosión, canal, marmitas
Key words: Granite, cave, erosion, channel, potholes

1. INTRODUCCIÓN

The Albarellos system is located at Beresmo, township of Avión (Ourense) (coordinates UTM: X:562686; Y:4694251; Z:295). It is a boulder cave system through which the Avia River is channelized underground in the sector between 160 m and 295 m of length approximately. In the area corresponding to the Albarellos system, the water level has a great seasonal oscillation; during flood stages of the river, the water almost totally floods the voids between blocks, but during baseflow the water level decreases up to 15 m below the terrain surface.

In most of its high and low watercourses, the underground river flows alternatively between large blocks fell down to the bottom of the river bed, between blocks fallen from the walls of the same canyon, and along a channel incised in the substratum up to a maximum of 2 m.

In the middle watercourse, the river flows along an underground canyon of continuous walls or removed blocks, which reaches 6 m and 8 m high depending on the areas.

The sinkhole of the river is a vertical pit where the water moves between moved blocks and also incises in the rocky substratum *in situ*, and from this point the thickness of the blocks fallen from the surrounding slopes increases, reaching each time a greater depth until a maximum of 15 m. The water construction below the underground system of the Albarellos reservoir causes the emergence of the Avia River be underwater during the periods of maximum filling of such reservoir, and only during baselow, i.e. water decrease of the reservoir tail, the water flows underground up to 295 m of maximum length of the system and located at a height of -33.2 m with respect to the one of the river sinkhole. So far, 430 m long of passages and galleries have been mapped, located at different levels above the present watercourse. The river incision is obviously produced in the rocky substratum *in situ*. Therefore, the pothole has its elongation axis in vertical position. However, it is frequently observed that in some moved blocks that collapsed towards the present valley axis there is a pothole whose elongation axis is not preserved. Based on these two facts, we infer that the fluvial erosion firstly excavated the valley on the vertical, and during the incision process the fluvial erosion formed potholes in what was the bottom of the river watercourse at every moment. Once the valley was formed, the blocks collapsed (where the river previously excavated the pothole) infilling the bottom of the channel where water circulates. Therefore, the potholes formed in moved blocks do not preserve their original position.

1.1. Geological framework

Though the cave is totally developed in granite rocks, it is located at the contact between igneous rocks and metamorphic terrains. The metamorphic materials appear on detritic deposits as boulders of different sizes. The igneous rocks are intrusive granodiorites (pre-synkinematic phase 3, early granodiorite), with net contacts with the adjacent metamorphic series. This granodiorite is characterized by its feldspar megacrystals and general orientation of the biotites N160ºE. The metamorphic complex is formed by pleated white quartzites, amphibolites, and grey micaceous

schists and green albitic schists with garnets, all from the Lower Ordovician (IGME 1981).

1.2. Hidrological and climatic framework

The Avia River starts in Fonteavia at 880 m high in the Serra do Suído (township of Avión). The total river length is 37 km, with a basin surface of 673 km2 and a mean flow of 18.5 m3/sec (maximum flow in February: 49 m3/sec; minimum flow in September: 2 m3/second (VV.AA 2003)). The underground system of Albarellos is located upstream from the Albarellos reservoir. The maximum height of the reservoir is 265 m.a.s.l. (Del Hoyo 1979). In August 2013, the authors of this work verified the cave existence below 250 m.a.s.l..

This watercourse evolves to leeward from the Serra da Faladoira (700 m) – Serra de Faro of Avión (1,100 m) ridge in the crossing of a zone of pluviometric gradient III (93-100 mm/100 m high) to a zone of gradient VI (75-78 mm/100 m) (Martínez et al. 1999). The annual total maximum pluviometries of all Galicia are located on the slopes to windward due to the canalising of the flows coming from the SW by the Rías Bajas. The Amiudal (Avión) site shows a1 2-month accumulated pluviometry (2012-2013) of 1,763 l/m2, with a maximum of 333.2 l/m2. The closest site to windward (Fornelos de Montes) shows an accumulated pluviometry of 3,574.4 l/m2 and a maximum of 658.4 l/m2.

2. MORPHOLOGIC DESCRIPTION

The orientation of the Avia River in the section of the underground system of Albarellos is N130ºE-N160ºE. It is located roughly at the contact between the metamorphic complex and the granodiorite. All the area is affected by an alteration process with regolith covers still visible on the sides of the paths or the upper part of the valley of the Avia River, more evident on the granitic part than on the metamorphic one. The fact that really influences on the formation of the underground course of the river is the structure in the interference between two granite domes with very well developed sheeting, of variable dipping between subhorizontal and subvertical that affect the whole section. Possibly, the vertical incision could have been enhanced by the generalized uplifting of Galicia during the Paleogene (Vidal Romaní et al. 2014) and that gave place to other similar underground systems (e.g., A Trapa, Pontevedra). The generalized vertical incision originated several processes from whose conjunction the formation of the underground system of Albarellos appeared. We summarized it as follows: 1º- formation of a valley of mostly vertical walls due to the incision of the Avia River in the the rocky substratum *in situ* where the largest potholes were developed (10 m high and 5 m of diameter) and 2º- fall of granite blocks, preferably from SSW slope of the valley. The construction of the reservoir modifies the base level of the Avia seasonally causing a modification of the emergence point that could have been lower initially, but now it is located at the contact of the tail of the reservoir originating the formation of a sandy delta at the river-reservoir confluence, which is only visible when the water of the reservoir is low.



Fig.1. Sumidero estacional entre marmitas dislocadas.
Fig.1. Seasonal sinkhole in between dislocated potholes.

Though the general outline of the system is practically lineal, the network incision and the channel evolution are clearly marked by subvertical fractures parallel to the outline of the system, and by the sheet structure of metric thickness and with variable dippings between 30 and 45, sometimes subvertical. Thus, the longitudinal profile of the watercourse is stepped, with small steps between undulating walls, with a non sinuous form on plan view, and potholes which are appearing on the vertical produced as the incision progresses. The potholes of greater dimensions are always those developed over the rocky substratum *in situ*. Given the fact that the incision of the rocky watercourse is not uniform along the channel but in the points where whirlpools were formed, it is possible to see the appearance of pothole on the vertical in different sections of the watercourse.

All the large potholes are associated with lateral smaller ones, hanged in some cases, or networked by coalescence or by tunnels that interlink them giving place to forms of complicated geometry (potholes type F (Nemec et al. 1982)) and of large dimensions. The narrowest sections slightly go over the meter of width. They are characterized by

parallel walls and a rocky bottom without sediment, indicating the high velocity (relative).
There are few granite caves similar to Albarellos, with an erosion canyon, F forms (Nemec et al. 1982) and well-developed. We may cite *Millerton Lake Cave System* (California, U.S.A.; Blue Canyon tonalite; 956 m long, -41 m of difference in height) and *Hurricane Cave* (Colorado, U.S.A.; 1180 m long; 168.6 m of difference in height)

2.1. Sinkhole

It is formed by two quasi-superimposed sections. The upper one is clearly a neopassage generated by the slide of a structure of castle-rock type in the direction of the main channel. This displacement preserved part of the original channel as paleolevel under the active Avia River, and originated the pit that forms the present sinkhole. The bottom of the main channel at the sinkhole section is located at 8 m deep. The width of the channel in this part of the cave is between 1.1 m and 6.4 m wide.



Fig.2. Sumidero (pozo). Cota del canal -8 m.
Fig. 2. Main sinkhole (pit). Channel is at -8 m of depth.

2.2. Middle watercourse (the "Gran Cañón")

The initial section of the "Gran Cañón" is a collapse area which clearly marks the structural step in the underground watercourse between -8 and -14 m deep. Large potholes of type D/E (Nemec et al. 1982) are preserved in their original position, and hanging potholes, even with lateral tunnels were observed, from -10 m up to the surface height. Also, potholes in isolated blocks were located at heights up to + 4 m. The mapping allows us to indentify up to 3 levels (paleolevels) located outside the main canyon. There are different types of potholes, types C-D (Nemec et al. 1982) and submetric and metric sizes (both in diameter and depth) and types A and B (Nemec et al. 1982) developed over moved blocks.

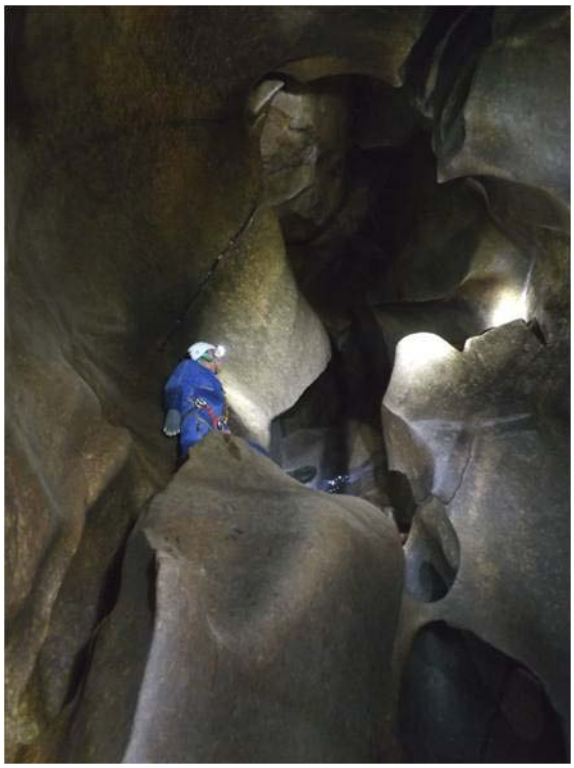


Fig. 3. Marmita F de 11,5 m de altura.
Fig. 3 Pothole type F with 11.5 m high.

The "Gran Cañón" is located between -17 and 21-m deep, with undulating walls, sinuous to small scale due to the coalescence of big potholes of F type. Locally, the potholes go over 11.5 m high reaching fallen blocks that form the roof of the Albarellos System. The intermediate step originates a fall-well. It is partially a pit produced by the collapse of blocks in the entrance room, which allowed the formation of the detritic floor with boulders of decimetric – metric sizes, raising the level of the channel locally. The exit of the well is on a straight sector that ends in a structural fall which we have not still gone beyond (technically), and therefore no underground mapping is available. There are hanging deposits, generally fluvial with heterometric boulders above -6 m. In some high zones, there are deposits of varied granulometry from sand and gravels to mud and organic remains.

2.3. Middle-low course: "Gigantes Sector - Pozo Maravillas"

Though the connection of this section of the cave with the previous one (Gran Cañón) has not been

totally mapped. This part of the cave seems to be a continuation of the previous one. The steps of the watercourse in depth are a true reflection in steps of the bottom of the valley on surface. The different erosion forms appear on the external walls, giving continuity to the form, even up to +6 m over the exterior surface.

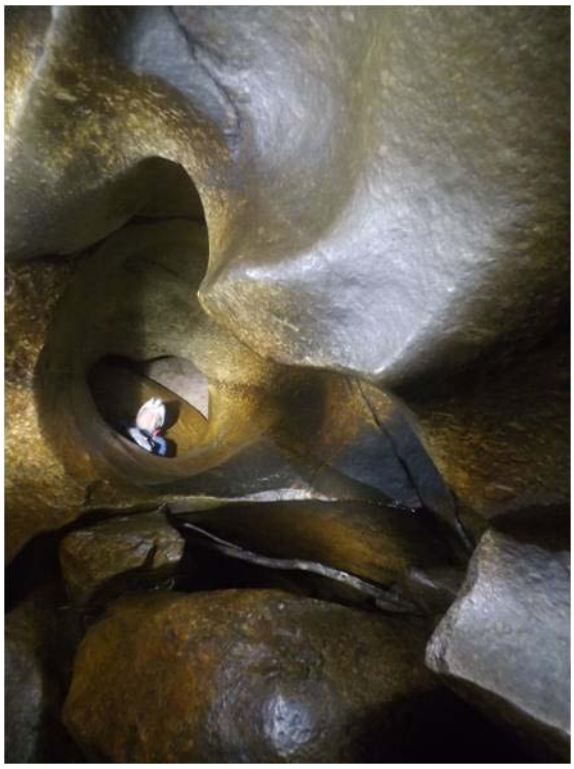


Fig. 4. Pot-hole las "Gigantes", vista desde la base.
Fig. 4. Pothole the "Gigantes" (view from the floor)

The main feature of the "Gigantes" sector is the presence of hanging potholes of large dimensions, mostly flask pothole (type E, Nemex et al. 1982) whose basal widening seems to be associated with a subhorizontal discontinuity. So far, only a part of the channel could be mapped; the existing information is from the upper levels, generally galleries of irregular outline that are between collapsed blocks and are alternated with excavated sections in the rocky substratum with vertical and straight walls. It is a sector of the cave located over the active channel communicated through pits, with rooms over 15 m and 20 m wide and 0.5 and 4m high. The main room of the" Maravillas" sector is "Maravillas Pit", a large pothole of more than 10 m high. The left slope of the canyon presents slides of blocks that caused the break of many potholes and their collapse with the consequent piling of blocks. In spite of the fact that the pothole that form the pit, which is included in the main channel, is not more than 5m of diameter, the head section of the channel is up to 20 m wide. The channel is mainly a succession of straight sections of warped walls when the river is incised in the rocky substratum, alternating with large potholes, some of them hanging of types A and B (Nemec et al. 1982).

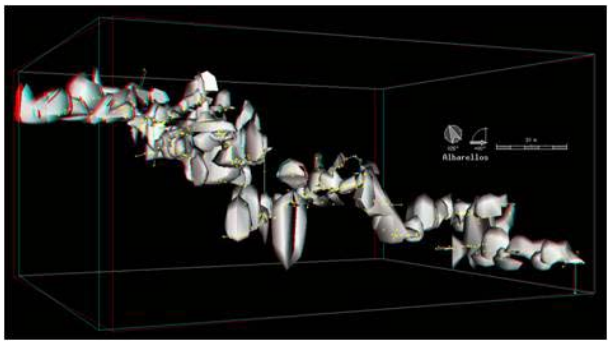


Fig. 5. Maqueta esteresoscópica (rojo-cián) del sistema de Albarellos, sector Gran Cañón.
Fig. 5. Stereoscopic (red-cyan) model of Albarellos system, "Gran Cañón" Sector.

Acknowledgement
We want to thank Juan Ramón Vidal Romaní, Ana Martelli, David Costas Vázquez, Laura López and Elena de Uña, colleagues from CETRA and IUX.

REFERENCES

Del Hoyo, R. 1979. La presa bóveda de Albarellos. Revista de Obras Públicas. Diciembre 1979, pp. 1061- 1070.

IGME 1981. Puentecaldelas 186 (5-10). Mapa Geológico de España E1:50.000.

Martínez, A., Castillo, F., Pérez, A., Valcárcel, M., Blanco, R. 1999. Atlas climático de Galicia. Norme Editorial, Santiago de Compostela, pp.75.

Nemec, W. Lorenc, M.W. Saavedra, J. 1982. Potholed granite terrace in the Rio Salor valley, western Spain: A study of bedrock erosion by floods. Tecniterrae, 50, 6-21.

Vidal Romaní J.R., Vaqueiro M. Sanjurjo J. 2014. Granite Landforms in Galicia. World Geomorphological Landscapes. Landscapes and Landforms of Spain Ch. 4, Springer Verlag. (ISBN 978-94-017-8627-0)

VV.AA. 2003. Gran Enciclopedia Galega Silverio Cañada. El Progreso-Diario de Pontevedra. Tomo 4, pp. 139-140.

GRANITE PSEUDOKARST

Pseudokarst en granitos

M. Vaqueiro[1,2] y J.R. Vidal Romaní[1,2]

1 Club de Espeleoloxía A Trapa (CETRA). Manuel de Castro, 8-3ºD, Vigo 36210. cetra@cetra.es
2 Instituto Universitario de Xeoloxía, Universidade de A Coruña.

Abstract: The so-called granite pseudokarst is a geomorphologic process that has been poorly studied so far. In this work, references on their dimensions, morphology, genesis, etc. taken from previous literature and the authors' personal experience are stated. Granite caves have great similarities with the karstic caves s.s., though both the magnitude of the physical and chemical erosions and the final dimensions of the resulting cavities are clearly less. Like in karstic caves, the structure of the rocky massif marks the beginning of the process though, in our case, the influence of the chemical dissolution is highly inferior, the most remarkable aspect of which is the interaction with the organisms that live in this particular ecological niche.

Palabras clave: pseudokarst, granito, cueva, erosion, system
Key words: pseudokarst, granite, cave, erosion, system

1. INTRODUCTION

A cave is a natural cavity formed under the terrestrial surface, with metric dimensions where the walls, ceiling and floor are rocky, and with total darkness (Stone 1953). They are not exclusive of karstic zones because they are also known in other lithologies (quartzites, sandstones, basalts, etc.) where karstic processes do not exist (Urban y Oteska 1998).

The term "pseudokarst" encompasses all the non karstic cavities. The concept was introduced for the first time in 1906: "*... but in the fields of lava one can only speak of 'Pseudo Karst Phenomena'...*" (von Knebel 1906) though the last definition of the term was agreed at the 12th *International Congress of Speleology* of 1997: "Pseudokarsts are places with morphologies similar to karst, where there is an underground drainage of runoff through voids which act as conduits, but the evolution element at long term by dissolution and physical erosion is not present" (Halliday 2007). It is clearly evident for any geologist or geomorphologist the lack of scientific basis, or the prejudices that exist about the definition of pseudokarst in general, and especially of the development of this process in granites. Since the dimensions are not considered, the 3 factors ruling karst and pseudokarst are the same: water circulation, rock structure, and physical and chemical processes and gravitational processes.

This work exclusively refers to granite pseudokarst though may be applied to the rest of igneous rocks. Normally, the works on granitic geomorphology (Migón 2006) are focussed on their surface forms to the detriment of the underground landscape, which is ignored in many occasions, or it is taken for granted that it does not exist. This is not inconsistent with the fact that some works do consider the underground systems developed in these types of rocks (Twidale and Vidal Romaní 2005; Vidal Romaní y Vaqueiro 2007; Vidal Romaní et al. 2014).The data stated herein are not therefore an exception, but describe processes related to any granitic outcrop. Following Wheeland's criterion (1982) an update (October 2013) of the Atlas on pseudokarst of Charbert and Courbon (1997) was made, compiling more than 286 references on caves with certain importance, distributed in 37 countries and five continents. All are related to granitic rock.

Cavities of more than 15 m long were considered and in the case of rocky shelters, only those whose depth from front to end is longer than the entrance width; for the roofless caves were considered, either sinkholes or dry sinkholes, only the ones of more than 7 m deep. These size limitations were not taken into account when the cavity had a historical, archaeological, paleontological, biological or geological interest (Wheeland 1982)

The inventory here presented shows that these cavities are of micro- or mesoforms according to their dimensions, out of which 50% has less than 100 m long, 80% less than 300 m, and only 4% more than 1,000 m. We highlight the following:

T.S.O.D. Cave System (New York, U.S.A.), with 3,950 m long and 52 m of vertical difference in height, is the largest cave in the World.
The worldwide deepest caves developed in granite are *Faille du Mont Sapey* (Savoie, France) of -180 m depth, and *Hurricane Cave* (Colorado, USA) of 169 m depth and 1,180 m long.
The largest granite cave of Europe is *Boda Grottor Cave* (Ingesund, Sweden) of 2,600-2,900 m long.
In Spain, there are 8 cavities with more than 200 m of longitudinal length so far:

- A Trapa (Pontevedra, Spain) of 1,526.6 m long and 86.6 m of difference in height.
- O Folón (Pontevedra, Spain) of 905 m long and 32 m of difference in height.
- Albarellos (Ourense, Spain), under study, but of more than 430 m long and 33.2 m of difference in height.
- Adeghas (Ourense, Spain), under study.
- O Cibro, O Pindo (A Coruña, Spain), under study.
- Os Profundos, Monte Louro (A Coruña, Spain), under study.
- A Chousa (Pontevedra, Spain), incomplete tophography.
- A Porteliña (Pontevedra, Spain) of 105 m long and 7 m of difference in height.
- Las Potras de Montehermoso (Cáceres, Spain), under study.

Though the term pseudokarst stresses the “lack of evolution at long term by dissolution and erosion”, it is convenient to underline that for the Galician caves the ages range from the Paleogene (Vidal Romaní et al. 2014) up to the present. On the other hand, they have an archaeological value for they are the first troglodyte shelters described up to the moment outside the Galician karstic zones (Sanjurjo et al. 2013). In this sense, the ages assigned to the granite caves of *Boda Grottor* (9,663 BP) and *Höllick* (9,813-9,663 BP) in Sweden obtained from the dating of paleoseismic events that originated them (Mörner and Sjöberg 2011) indicate that they would be more modern than the Galician ones, which is understandable taking into consideration that they were covered by ice during the Quaternary glaciations.

2. TYPES OF GRANITE CAVES

There are different morphogenetic and genetic classifications for the pseudokarstic cavities. (Striebel 1996; Gaál y Bella 1994).
In agreement with the authors' experience and revision of the main specialized texst on the subject (Twidale 1982; Vidal Romaní and Twidale 1998; Twidale and Vidal Roman, 2005) the types of granite caves are classified as follows:

- Caves developed along major fracture planes. Widening is essentially due to weathering and ulterior washing, leading to further enlargement of the sizes of the fracture.
- Caves in blockfields accumulated by gravity or associated to collapses due to sismic movements.
- Tafone is the third type of cavity. The term refers to a cave or hollow developed inside a diaclase system-defined block. Inside the cave, the vault may show clusters of alveoles (honeycomb structure), mamillated (convex relief) or scalloped (concave relief) forms (Twidale and Vidal Romaní 2005).

The largest systems of cavities developed in granite mainly correspond to the first two types.

3. EROSIONAL GRANITE CAVE SYSTEMS

The most evolved cavities are formed when the superficial drainage system totally or partially captures the diffuse or concentrated runoff channelizing it underground through the discontinuities of the structural system of the rocky massif. Two subtypes are considered (Vidal Romaní and Vaqueiro 2007):
Structural caves (Vidal Romaní 1989): are related to fracturation or jointing zones of the rocky massif that lead the rock weathering. The evacuation of the regolith will create the cavity increasing its size. In other cases, it is the ice wedge combined with jointing that originates the cave. (Boda Grottor, Sweden).
Boulder caves or erosion boulder caves (Striebel 1996): are formed after the lineal incision made by a watercourse of a rocky massif originating a narrow, water-carrying gorge of vertical walls. The following stage is produced when the collapse of slopes takes place, temporarily blocking the channel with the blocks. Later, the watercourse will be reorganized through the chaos of blocks.

3.1. Characterization of the cave and its system of galleries.

The caves of blocks are characterized for having an outline in discontinuous sections with variable dimensions and morphology formed by the voids left between adjacent blocks. In structural caves, the system of galleries digged in the rocky substratum is led first by the structural plane that channelizes the water, and its final length will depend on the flow and relative base level. The

distribution of the galleries, at least initially, is associated with the 3 main systems of factures which affect the massif: horizontal and vertical plane, and sheet structure with variable dipping and direction. The dependence of the structure makes the most common cave pattern be a network which consists of intersecting discontinuities arranged in a (quasi) orthogonal pattern.

3.2. Morphology of the galleries

Due to the "chaos" of blocks that generally fills the channels, it is difficult to represent the cross-section profile of the conduit, which requires complex cross-sections drawn from the partial sections of conduits located on the same reference plane, which are finally put together to obtain the longitudinal profile of the channel (Vaqueiro et al., 2007). The most common cross-sectional patterns are vadose and incised passages (key-hole profile).

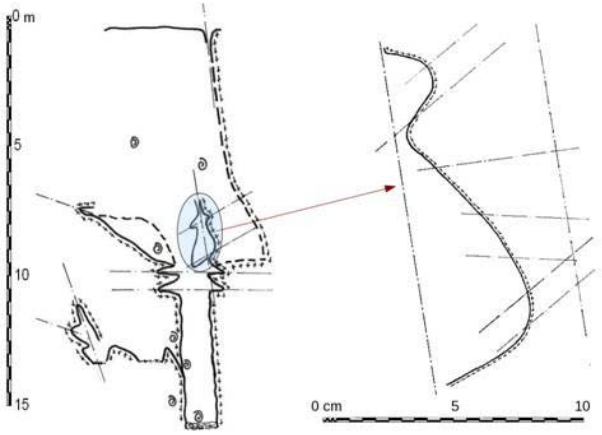


Fig. 1. Perfil complejo transversal del cañón subterráneo de O Folón. Detalle y correlación de distintos tramos de pasaje con la estructura local.
Fig. 1. Complex cross-sectional profile of the underground canyon of the O Folón. Detail and correlation of different passage sections with local structure.

The upper and intermediate levels of a keyhole cross-sectional pattern have circular to elliptical cross-sections. In some granite cavities, passages of complete elliptical section and continuous boundaries, similar to the ones of a phreatic conduit in a karstic system s.s. were identified (Veni 2005). Some authors (Osborne et al. 2013) describe caves in gneisses, called tunnel caves, completely formed in bedrock. They are tubes with elliptical cross-section, which may be horizontal, vertical or sloping depending on the structural setting.

3.3. Cave development and evolution

Given that caves are formed by flowing water, cave development is strongly controlled by base level. These caves are developed in the vadose zone (above base level), and underground streams carve narrow galleries that lead downward in the fastest possible manner until the base level is reached (Anthony, 2005).
These systems have been developed taking advantage of the discontinuity system of the granite massif. The formation of the cavity is carried out in two stages. During the first one, the subedaphic weathering advances in depth along the system of discontinuities encompassed with the incision of the drainage network (ruled by isostatic, eustatic or tectonic movements). Weathering produces alterites associated with the discontinuities that later lead the water infiltration.



Fig. 2. Tubo en el nacimiento de un manantial estacional subterráneo. Cota -13 m. Cueva de A Furna, Castelo de A Furna, Valença (Portugal)
Fig. 2. Tube at the mouth of an underground seasonal spring. Height -13 m. A Furna cave, Castelo de A Furna, Valença (Portugal).

During the second stage, the water circulation produces mechanical erosion thus cleaning of alterites progressively, and the cave becomes free of obstacles. So, water circulation becomes easier and the erosion contributes to enlarge the pseudokarstic system producing other types of forms as potholes, rills, scallops, etc. Once exists a great availability of space, the rock blocks may move or fall giving rise to the present aspect of the cavity, mix of blocks chaos and straight passages along the main discontinuities.

4. SCIENTIFIC INTEREST

The pseudokarstic cavities allow the reconstruction of the evolution of the terrain/landscape where they are located. On the one hand, it is the most appropriate place where they are preserved...: "... Types of sediments filling the caves often enable recognition of essential data on rock formation, age and type of tectonic/gravitational movements or significant features of relief and its development." (Urban and Oteska-Budzyn 1998).

In these cavities, a varied mineralogy of speleothems is developed, having been cited up to now: amorphous opal, evansite, bolivarite, struvite, pigotite, taranakite, allophane, hematite and goethite (Vidal Romaní et al. 2013).

The granite caves preserve remains of successive episodes of human occupation, which in Galicia were documented from the Epipaleolithic to the Middle Ages, with an intense use in the Neolithic-Calcolithic and Bronze Age (Sanjurgo et al. 2013).

In Sweden, tectonic caves like Pukeberg Cave (Enköping-Upsala) preserve sites of the Bronze Age (Mörner y Sjöber, 2011).

Cave art is preserved on a tafone located at the Barruecos de Malpartida (Cáceres). Also, in Matobo Hill's (Zimbawe), UNESCO heritage, where numerous caves and rocky shelters in granite contain Paleolithic sites and preserve cave art.



Fig. 3. Cerámica en el nivel TL 7,05 +/-0,86 kyrBP. Cota -37 m. Sistema de A Trapa, Ribadelouro-Tui (Galicia, España)
Fig. 2. Potery from the level TL 7,05 +/-0,86 kyrBP. Height -37 m. A Trapa cave system, Ribadelouro-Tui (Galicia, España)

REFERENCES

Anthony, D.M. 2005. Multilevel Caves and Landscape Evolution, Encyclopedia of Caves (David C. Culver & William B. White). Elsevier, 397-400.

Charbert C., Courbon, J. 1997. Atlas des cavités non calcaires du monde. Ed. Pre de Mme Carles, Paris.

Gaál, L, Bella, P. 1994. Genetic types of caves in non-karstic rocks in Slovakia. 5Th Pseudokarst Symposium, Szczyrk 1994. Proceedings Bielsko-Biala; 20-24.

Halliday, W.R. 2007. Pseudokarst in the 21st century. Journal of Cave and Karst Studies, v. 69 no.1.

Knevel, W. Von. 1906. Höhlenkunde mit Berücksichtigung der Karstphänomene. Druck und Verlag von Friedrich Viehweg u. Sohn, Braunschweig, 183.

Migon, P. 2006. Granite Landscapes of the World. Oxford University Press, Great Britain.

Mörner, N.A., Sjöberg, R. 2011 Excursion Guide for the local and main Excursions. Second International Conference on Granite Caves. Svenska Grottor, nr 12,21-27.

Osborne, R.A.L., Jayasingha, P., Weliange, W.S. 2013. An introduction to Sri Lankan gneiss and granite caves. Proceedings of 16th International Congress of Speleology, Brno – Czec Republic, Vol. 3, 280-285.

Sanjurjo, J., Vidal, J.R., Vaqueiro, M., Costas, R., Grandal, A. 2013. TL estimation of ages of pottery fragments recovered from granite caves in the NW coast of Spain. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, Coruña, 37, 73-88.

Striebel, T. 1996. The Genetic Classification of some Types of Non-Karstic Caves, Proceeding of International Working Meeting “Preserving of Pseudokarst Caves”, Rimavska Sobota-Salgótarján Banska Bystrica, 46-57.

Twidale, C.R. 1982. Granite Landforms. Elsevier Publishing Company, Amsterdam.

Twidale, C.R., Vidal Romaní, J.R. 2005. Landforms and Geology of Granite Terrains. Ed. Balkema, The Netherlands, Amsterdam.

Urban, J., Oteska-Budzyn, J. 1998. Geodiversity of pseudokarst caves as the reason for their scientific importance and motive of protection. Geologica Balcanica, 28, 3-4.

Vaqueiro, M., Barreiro, B., Costas, R., Suárez, R.M. 2007. Mapping and modelling of granite cavities: Problems in the representation of forms and work scale. Proceedings of Interantional Conference on Granite Caves, Cadernos do Laboratorio Xeolóxico e Laxe, 33, XX-YY

Vaqueiro, M., Costas, R., Suárez, R.M., López, J.M., Vidal Romaní, J.R. 2011. Psuedokarst in granites: How granite caves are developed – the case of Galician caves. Proceedings of the 11th International Symposium on Pseudokarst, Höhlen- und Karstforschung Dresden, Dresden, 144-159.

Veni, G. 2005. Passages. Encyclopedia of Caves (David C. Culver & William B. White). Elsevier, 436-440.

Vidal Romaní, J.R., 1989. Granite geomorphology in Galicia (NW España). Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 13, 123-124.

Vidal Romaní, J.R., Twidale, C.R. 1998. Formas y paisajes graníticos. Universidade de A Courña, A Coruña.

Vidal Romaní, J.R., Vaqueiro, M. 2007. Types of granite cavitites and associated speleothems: Genesis and evolution. Nature Conservation, 63 (6) 2007, 41-46.

Vidal Romaní, J.R., Sanjurjo, J., Vaqueiro, M., González, L., López, M.J. 2013. Speleothemes in cavities developed in magmatic rocks. 16Th International Congress of Speleology Proceedings, Brno-Czech Republic, Vol. 3, 479-482

Vidal Romaní, J.R., Vaqueiro, M., Sanjurjo, J.. 2014. Granite landforms in Galicia In Landscapes and landforms of Spain Eds. Gutierrez M. And Gutierrez M. Springer Verlag.

AN ENDOGENOUS ORIGIN FOR THE FORM TAFONE DEVELOPED IN MAGMATIC ROCKS

Un origen endógeno para la forma tafone desarrollada en rocas magmáticas.

J.R. Vidal Romaní[1,2], E. de Uña Álvarez[1,2] y M. Vaqueiro Rodríguez[1,2]

1 Instituto Universitario de Geología. Universidad de Coruña. Campus de Elviña s/n, Edificio SAI, 15071 Coruña. juan.vidal.romani@udc.es
2 Club de Espeleoloxía "A Trapa" (CETRA)

Abstract: Since the first scientific mention of the form tafone (though not giving this name) in the Guadarrama Sierra (Spain) in 1864, its origin has been considered to be due to exogenous processes. In 1883, the present Corsican term (tafone) is started to be used, and in 1888 the first drawing of the honeycomb structure of a tafone from Orense (Spain) is published, and in 1956 it is when the main exogenous hypotheses on its origin are synthesized. In 1983, the first tectonic origin is proposed for the formation of a tafone based on the elastic model of formation of cavities by concentration of charges. In 2013, the existence of tafoni associated with the sheet structure of granite bodies and still located inside the rocky massif is finally detected by means of geophysical exploration.

Palabras clave: rocas magmáticas, tafone, cachola, origen endógeno, exfoliación del granito
Key words: magmatic rocks, tafone, cachola, endogenous origin, sheet structure

1. BACKGROUND

A tafone (plural "tafoni") is a natural cavity formed in isolated blocks or on rocky walls. It was first defined by Casiano de Prado (1864) in the Guadarrama Sierra though its most known term, tafone, was introduced later (Reusch, 1883), but is was not the only term given in geomorphology (Twidale y Vidal Romaní, 2005). A tafone is neither exclusive of magmatic rock nor related to a specific climate or geodynamic environment although it has been related to arid climates. The cavity develops by the rock disaggregation in grains and/or plates and progresses from outside to inside the block or the rocky surface where it originated. Generally, it is considered that, as a tafone develops when the rock is exposed at the surface, it is due to some kind of weathering. It was attributed to haloclasty, moisturing-drying of the rock, cryoclasty, thermal expansion-contraction by solar radiation, lithological differences, aeolian erosion, edaphic alteration or negative exfoliation (Twidale y Vidal Romaní, 2005). However, the most recent hypothesis relates the tafoni to the strain of the rock during the intrusion of granite bodies based on the elastic model of formation of cavities by concentration of charges (E.M.F.C) (Vidal Romaní, 2008). According to this model the formation of a tafone keeps close relation (Vidal Romaní, 2008) with other strain structures (sheet structure, boudinage, shear structure, polygonal cracking) even though some authors understand them as being also originated by weathering. This idea has varied substantially in the last years (Twidale y Vidal Romaní, 2005) and nowadays it is considered that most of the forms which characterize the granite landscape are endogenous while the ones due to exogenous processes are very scarce (Vidal Romaní et al., 2014). Moreover, to suppose that tafoni in magmatic rocks are due to exogenous processes is not an adequate answer to some questions like: Why do these forms have a random distribution in a granite massif? Why do not all granite massifs develop this type of form? The exogenous hypotheses do not explain as well why, when a tafone breaks and its internal zone is exposed to meteoric agents, the disaggregation is stabilized immediately and stops. And it is a proved fact that these forms are developed in all climates with the same morphological and evolutionary features (Twidale y Vidal Romaní 2005).

1.1. Types of tafoni and their features

A tafone is defined by features such as: (1) size, (2) plane orientation from which the disaggregation process in grains or sheets starts (whether horizontal or vertical), (3) development, or not, of honeycomb inside, and (4) unique internal cavity of the tafone (central tafone) or divided by a central pillar that lies on the floor or does not touch it (hanging pillar) (Vidal Romaní, 2008). The space or separation between diaclases will determine the maximum size of a tafone (obviously never greater, though smaller, than the block where it was originated). Thus, small-sized blocks will originate small tafoni and large-sized ones, large tafoni. The growth of a tafone has 4 phases. The first starts with the disaggregation of the rock, in grains or plates, from a surface (of any slope located at the base or lateral parts of the blocks though never at zones directly exposed to atmospheric agents). The second is marked by the development of honeycomb, though sometimes they are not developed. The third is when, due to the formation of a outer window or opening on the roof or walls of the tafone, a change in the microclimatic conditions of the cavities is produced originating the colonization of the interior of the cavity with lichens, mosses or plants s.l.. The fourth is produced by the cracking of the tafone interrupting the evolution of the cavity.

2. ELASTIC MODEL OF FORMATION OF CAVITIES

According to the E.M.F.C., a tafone is developed once the rock is totally consolidated and the system of diaclases is defined (note that tafoni have never been described associated with shallower discontinuities as fractures or faults).

2.1. When is the system of diaclasas formed?

In fact, the diaclases are formed when the granite is still inside the lithosphere, during the intrusion process of the magma and once the rock is consolidated although it still preserves a great strain capacity due to extreme conditions of pressure and temperature. The most typical features in the morphology of granite bodies are the diaclases of exfoliation (sheet structure) due to, as some authors state, the erosive unloading even though more modern ideas (Vidal Romaní y Twidale, 1999; Twidale y Vidal Romaní, 2005; Vidal Romaní, 2008) have stated that the sheet structure is developed by shears during the intrusion of the granite plutons, which also cornfirms its invariable association with other typical structures of shear stresses like boudinage, exfoliation, polygonal cracking (Vidal Romaní, 1991, 2008; Zulauf et al., 2011 a y b), all of endogenous origin. Therefore, they are not the result of a passive process of erosive unloading (Vidal Romaní y Twidale, 1999) but active and of tectonic strain and in an endogenous environment.

2.2. Formation of lacunar spaces

Unaltered granite is a very compact, resistant rock that may easily support up to 1500 kg/cm^2 at simple compression although its tensile (traction) resistance is significantly lower (between 150 and 300 kg/cm^2). The formation of the tafone lies on that difference according to the E.M.F.C.. When a punctual charge is applied on the margins of a rocky block (Leonhardt y Mönnig, 1975), the tension field originated by the charge is distributed with a very specific pattern. In a first section, just below the point of the charge application, the rock supports the stress at compression (it is the best kind of stress that the rock supports when it is unaltered). But beyond the zone of compression the stress changes to tractive (tensile) conditions lowering the rock resistance (between 1/10 and 1/50 of compression values) generating a volume (lacunar space) where the rock is weaker corresponding to tensile (traction) conditions. In short strain episodes, if the applied charge stops acting, the rock will recover its original state, but in geology these strain processes may continue during hundred of thousands or even millions of years (the span of time it takes the rock to reach the surface by erosion). It is not unreasonable to suppose that a rock subjected to these stresses, and even more if the applied charges are higher, may produce permanent strain effects on the affected blocks. Accordingly, during the intrusion of the granite body the sheet structure and the swarm associated of other shear structures (Vidal Romaní, 1990), which define the system of blocks in a granite pluton, will be generated first. During the intrusion the associated system of stresses will act now on the individualized

blocks producing, locally, the charge concentration on specific points. Likewise, it is so understood that tafoni are developed in granite massifs located at any kind of climate because they are not forms of weathering but are due to strain of magmatic rocks during the final stage of intrusive stage and whose features are invariable for any geodynamic environment of the Earth. The E.M.F.C. also explains why tafoni do not develop in non-diaclased granite massifs. Another contribution of the model refers to the disaggregation forms produced inside tafoni: granular disaggregation and/or in sheets. In a rocky block undergoing a concentrated charge the innermost one corresponds to the maximum tensile (traction) strain and will determine the main volume of tafoni where granular disaggregation prevails. As the limits of the zone are reached, the disaggregation in sheets is produced. Another typical feature of the tafoni is the development of honeycomb, a phenomenon explained by the E.M.F.C. as the one produced by a change on the point where the charge is applied, or by application of multiple charges or a change in the direction of their application along the time of intrusion. The theoretical model posed by the E.M.F.C. allows the virtual development of the formation of a tafone in the interior of a granite massif calculating the strain originated by a punctual charge. The calculation is made in a regularly way applying the rock mechanics. However, until a few years ago it was not possible to observe a tafone before the subaerial exposure of the rocky block. Vidal Romaní y Gracia (1987) cite the discovery of a tafone inside a rocky massif during the excavation of the wall foundations of a dam. But the most recent proof of the existence of tafoni inside a rocky massif (Roqué et al. 2013) corresponds to the geophysical study of the sheet structure in depth. Such study revealed the existence of spherical volumes associated with sheet structure and which the authors identify as probable tafoni that had not yet reached the terrain surface.

3. CONCLUSIONS

During many years tafoni have been considered as forms produced by weathering by the sole fact of having been observed on the terrestrial surface. However, the exogenous hypothesis was unable to explain not only their origin but their evolution and location in any part of the terrestrial surface. Nevertheless, all these problems are solved if tafoni are considered as forms generated in two stages: the first in which their strain is carried out, and the second that takes place when the affected rock is exposed on the terrestrial surface (Twidale and Vidal Romaní, 1994). It is then when the disaggregation of the affected rock volume and the "apparent" formation of the tafone are produced.

Acknowledgments
We thank Ana Martelli for the translation of the text into English and the revision of the layout of the paper.

REFERENCES

Leonhardt F. y Mönnig E. 1975. Sonderfälle der Bemessung im Stahlbetonbau. (In Vorlesungen über Massivbau. Zweiter Teil, Leonhardt F. Ed.). Springer Verlag, 141 pp.

Reusch, H. H. 1883. Notes sur la geologie de la Corse. Société Geologique de France Bulletin 11: 53-67.

Roqué C., Zarroca M., Linares R. 2013. Subsurface initiation of Tafoni in granite terrains - Geophysical evidence from NE Spain: Geomorphological implications. Geomorphology 196: 94-105.

Twidale, C. R. y Vidal Romaní, J. R. 1994. On the multistage development of etch forms. Geomorphology, 11, 157-186.

Twidale, C. R. y Vidal Romaní, J. R. 2005. Landforms and Geology of Granite terrains. Ed. Balkema. 352 pp. Amsterdam. The Netherlands.

Vidal Romaní J. R. 1990. Minor forms in granitic rocks: a record of their deformative history. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 15, 317-328.

Vidal Romaní J. R. 1991. Tipos de fabric plana y su relación con la generación de formas graníticas. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 16, 301-312.

Vidal Romaní, J. R. 1998. Las aportaciones de Casiano de Prado a la geomorfología granítica. Geogaceta 23: 157-159.

Vidal Romaní J. R. 2008. Forms and structural fabric in granite rocks. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 33,175-198.

Vidal Romaní J. R. y Gracia F. J. 1987. Formación de cavidades en granito bajo condiciones no epigénicas. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 12, 47-58.

Vidal Romaní J. R., y Twidale C. R. 1999. Sheet fractures, other stress forms and some engineering implications. Geomorphology, 31, 1-4, 13-27.

Vidal Romaní, J. R., Vaqueiro, M., Sanjurjo, J. 2014. Granite Landforms in Galicia (In Landscapes and Landforms of Spain, Eds. Gutiérrez F and Gutiérrez F.). Springer Verlag, 348 pp.

Zulauf, G., Gutiérrez-Alonso, G., Kraus, R., Petschick, R., Potel, S. 2011 a. Formation of chocolate-tablet boudins in a foreland fold and thrust belt: A case study from the external Variscides (Almograve, Portugal) Journal of Structural Geology.33, 1639-1649.

Zulauf, J., Zulauf, G., Kraus, R., Gutiérrez-Alonso, G., Zanella, F. 2011 b. The origin of tablet boudinage: Results from experiments using power–law rock analogs. Tectonophysics 510, 327-336.

MORPHOLOGIC TYPES OF SPELEOTHEMS IN MAGMATIC ROCK CAVES

Tipos morfológicos de espeleotemas en cuevas de rocas magmáticas.

Vidal Romaní J. R.[1,2], Vaqueiro Rodríguez, M.[1,2], Sanjurjo Sánchez, J.[1,2] y González López, L.[1,2]

1 Instituto Universitario de Geología. Campus de Elviña. Edificio SAI,-3. 15071 Coruña.
juan.vidal.romai@udc.es
2 Club de Espeleoloxía "A Trapa"(CETRA).

Abstract: Since they were described for the first time by Caldcleugh in 1829, 4 criteria have been used: mineralogical that only considers the chemical-mineralogical compositions of the sample; morphologic that assimilates them to the ones belonging to marine (coralloids and marine stromatolites) or continental (terrestrial or superficial stromatolites) environments; sedimentary that assimilates them to their karstic counterparts (stalactites, stalagmites and flowstone) assuming that they are due to water dripping; and biological (biospeleothems) due to their relationship with microorganisms. The classification presented in this paper is based on the morphology and the most influential factors on their formation such as water circulation regime (dripping, capillarity, superficial stress, etc.), association of microorganisms that occupy the magmatic rock caves, and chemical-mineralogical composition of the bedrock.

Palabras clave: espeleotemas, cuevas de rocas magmáticas.
Key words: speleothems, magmatic rock caves.

1. INTRODUCTION

Because of the small dimensions of these speleothems and their inconspicuous aspect, they have been unnoticed during a long time since 1928 when they were described in the scientific literature for the first time. Considering the great complexity to study them due to both their mineralogical features and their interaction with microorganisms, their description and scientific classification were based on different criteria: (1) mineralogic that distinguishes if the speleothem is formed by cryptocrystalline or amorphous minerals being identified by their chemical composition (pigotite, evansite, opal-A). (2) Morphological based on their similarities with marine bioconstructions (coralloids) (Woo et al., 2008) stromatolites or terrestrial stromatolites (Wright 1989). Another criterion was (3) genetic assimilating them to their karstic counterparts which are originated by water dripping from the ceiling (stalactites) (Caldcleugh, 1829) to the bottom of the cave (stalagmites and flowstone). Speleothems of magmatic rock caves are not related to dripping or loss of CO_2 dissolved in water but to the evaporation or the interference with troglobiont microorganisms (biominerals). However, its main features are due to the fact that water circulation is produced at low velocity in slow flows where gravity (the stress responsible for the dripping processes) is not so significant in the formation of speleothems. The geomorphic stress vector is secondary if compared with other stresses: capillary, superficial or water adhesion to the rocky surface.

2. FORMATION OF SPELEOTHEMS IN MAGMATIC ROCK CAVES.

In the systems developed in massifs of magmatic rocks, there is a clear relationship between continuity of rainfalls and dimensions of speleothems. Another circumstance that constrains the formation and development of speleothems in caves of magmatic rock massifs is undoubtedly the low solubility of these rock types in water.

Another constraining factor is that water moves slowly (trickles or seepage). Both factors explain that in a first stage water drags mineral particles which are produced by physical or mechanical weathering of the rock, mainly by moistering – drying. In this stage, speleothems form an agglomerate of angular mineral grains which will evolve toward their final aspect due to successive contributions of water and organic matter as well as the chemical and biological weathering carried out by troglobiont organisms of the environment.

3. CLASSIFICATION OF SPELEOTHEMS

The following types of speleothems are distinguished: cylindrical or planar speleothems (Vidal Romaní et al 2010 a y b).

3.1. Cylindrical speleothems:

3.1.1. Individualized cylindrical speleothems: They are speleothems associated with slow water movement, and thus they may develop independently from gravity on the wall, ceiling or bottom of the cave (Fig. 1). The speleothems grow by capillary circulation of the water from a clast agglomerate mass of grain minerals soaked in water. They are usually thicker (up to 4 mm of diameter) and cylindrical to club-shaped reaching longitudinal developments between 4 and 10 mm.

3.1.2. Grass-shaped speleothems: Numerous associations of very thin cylindrical forms (maximum 1 mm of diameter) are associated with the ceiling, walls or even the bottom of cavities (Fig. 2). These speleothems grow by capillary movements of the water through the clast agglomerate mass of clastic accumulations of angular grains soaked in water. They usually develop gypsum or calcite whiskers on their ends and the sediment matrix is opal-A.

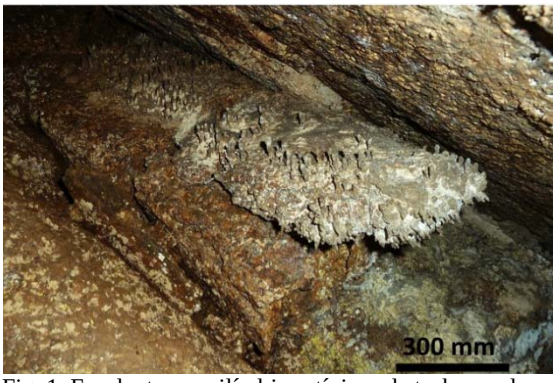


Fig. 1. Espeleotemas cilíndricos típicos de techo, suelo y pared en una arista rocosa. Gruta *Irmã de Fora.* Isla de Santa Catarina, Brasil. Foto cortesía del Grupo Pierre Martin de Espeleologia

Fig. 1. Bottom, ceiling and wall cylindrical speleothems in Gruta Irmã de Fora (Ilha de Santa Catarina, Brazil. Courtesy photo of Grupo Pierre Martin de Espeleologia

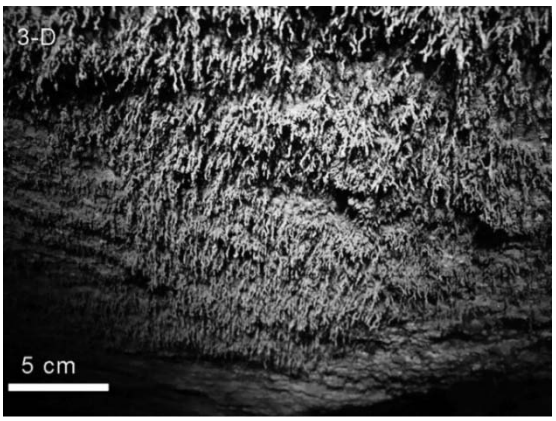


Fig. 2. Espeleotemas cilíndricos en césped resultado de movimientos capilares de agua. Castelo da Furna. Portugal.

Fig. 2. Grass-shaped speleothems grown by capillary movements of water. Castelo da Furna. Portugal.

3.1.3 Stalactites s.s.: They are formed on the upper part of rock fissures (ceiling or eaves of cavities) when the weight of the drop overcomes the superficial stress (then dripping is produced). They usually develop as individual elongated forms and develop gypsum whiskers on their ends.

3.1.4. Stalagmites s.s.: These speleothems are not frequently found in magmatic rock caves. They are formed by the precipitation of the substances dissolved and/or dragged by the water which falls from stalactites s.s. (Fig. 3).

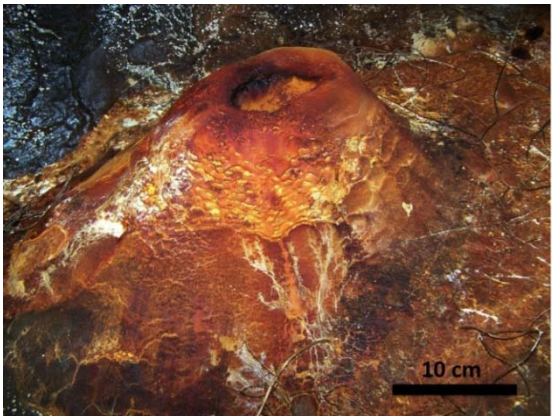


Fig. 3. Estalagmita de pigotita. Cueva Galilleiro. Islas Ons. Galicia. España. Foto cortesía de Espeleoclub Aradelas.
Fig. 3. Pigotite stalagmite. Galilleiro, Ons Island, Galicia, Spain. Courtesy Photo of C.E. Aradelas

3.1.5. Terrestrial microstromatolites: this speleothem has been initially described in caves related to sandstone but not in magmatic rock caves up to now. In magmatic rock caves, are formed by the growth of biofilms of cyanobacteria which live as long as there is humidity in the cave, becoming a mineral organic substratum in dry periods for the new formation of algae in the next humid stage of the cave. Therefore, the longitudinal growth of the speleothem is produced by the development of algae and/or cyanobacteria which act as trap for sediments and water consolidating when water evaporation stops the development process of organisms when they disappear by evaporation. In cross-section, their growth may be seen in rhythmical layers (Fig. 4).



Fig. 4. Microestromatolito terrestre con típica estructura en capas. Trapa. Galicia. España
Fig. 4. Terrestrial microstromatolite with layered accretionary structures. Trapa cave. Galicia. Spain

3.2. Planar speleothems

They are continuous covers of the rocky surface with variable thicknesses and may also hide the rock micro rugosity. They are chaotic accumulations of angular clasts produced first by weathering of the rock along the discontinuity planes (diaclases and fracturation) and then dragged by the water. In the planar speleothems, the water movement may be in small water masses or individualized in drops which adhere to the ceiling, walls or bottom of the cave developing a detailed morphology into microgour fields, which are formed on all types of smooth surfaces or even associated with rocky edges by the edge effect. The key of the sedimentation lies in the slow movement velocity of the water film which does not go beyond the adhesion force of the sand-water slurry and the rocky surface on which it moves (Vidal Romaní et al. 2010)

3.2.1. Features of planar speleothems. Microgour.
They are formed by the successive advance of the water film during the humid phases being marked by lineal accumulations with sinuous development with interference patterns which indicate the way in which the water moved. Depending on the area of the cave in which they are formed (wall, ceiling or floor), they will have a different appearance due to the different velocity of the water. Obviously, the greater velocity is on sloped surfaces.
In these cases, the pattern of the microgour is homogenous though the edges may have a preferential enlargement towards the direction of the individualized water flow (Fig. 5).
The most irregular patterns of microgour fields coincide with speleothems associated with the ceiling of caves (Fig. 6). In such cases, the accumulation of detritic grains has a similar pattern as that of the one of the foam-like textures of the sand grains dragged by waves on the backshore with a characteristic distribution of voids and edges formed by accumulation of sand grains. When the accumulation is very thick (some micra), the water retained in the pores may go outside leaving fungi-like forms which are cemented by the amorphous opal when water evaporates.

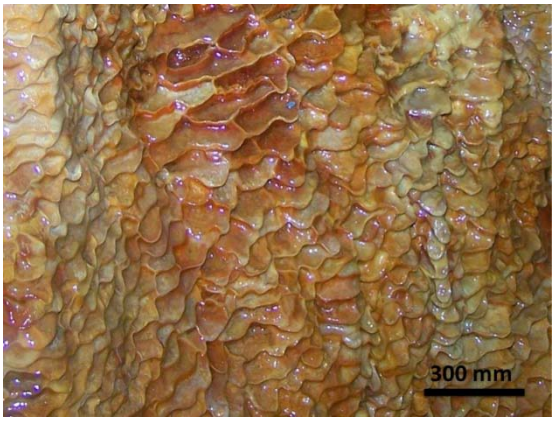


Fig. 5. Microgour de pared de pigotita. Furna da Lameira. Islas Ons. Galicia. España. Foto cortesía de Espeleoclub Aradelas

Fig. 5. Wall pigotite microgours in Furna da Lameira, Ons Island, Galicia, Spain. Courtesy photo of C.E. Aradelas

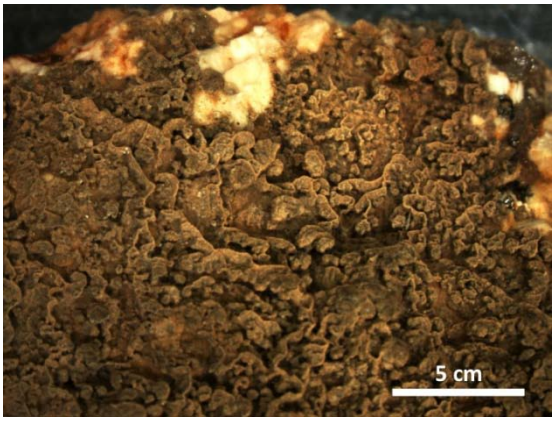


Fig. 6. Microgour de techo. Peña del Hierro. Huelva. España.

Fig. 6. Ceiling microgour. Peña del Hierro. Huelva. Spain.

Finally, in the flowstone developed on the floor of caves (Fig. 7) the pattern that the microgour fields show is more regular with the regularly spaced sinuous lines depending on the features of the water flow.



Fig. 7. Microgour de suelo. Ézaro, Galicia. España.

Fig. 7. Bottom microgour. Ézaro, Galicia, Spain.

4. CONCLUSIONS

The types of speleothems found in the magmatic rock caves are defined by the features of the water flows from which they are formed. Though dripping processes in exceptional cases give rise to some kind of speleothem, gravity has usually a secondary role in the formation of these deposits which are essentially ruled by capillarity, superficial stress and adhesion of the water to rocky surfaces disregarding their slopes. Likewise, the interference of the sedimentary processes with microorganisms that live in these environments are incompatible with too quick water flows, therefore both variables, life and water dynamics, are closely related.

REFERENCES

Caldcleugh, A. 1829. On the geology of Rio de Janeiro. Transactions of the Geological Society, 2: 69-72.

Vidal Romaní J.R., Sanjurjo J., Vaqueiro, M., Fernández Mosquera D. 2010. Speleothem development and biological activity in granite cavities. Geomorphologie: relief, processus, environment, 4, 337-346.

Woo, K.S., Choi D.W., Lee K.C. 2008. Silicification of cave corals from some lava tube caves in the Jeju Island, Korea: Implications for speleogenesis and a proxy for paleoenvironmental change during the Late Quaternary. Quaternary International 176–177, 82–95.

Wright, V.P. 1989. Terrestrial stromatolites and laminar calcretes: a review. Sedimentary Geology 65, 1a13.

MINERALOGY OF SPELEOTHEMS IN MAGMATIC ROCK CAVES

Mineralogía de espeleotemas en cavidades de rocas magmáticas.

J. R. Vidal Romaní[1] M. Vaqueiro Rodríguez[2], J. Sanjurjo Sánchez [3] y L. González López [4]

1 Instituto Universitario de Geología. Campus de Elviña. Edificio SAI,-3. 15071 Coruña.
juan.vidal.romani@udc.es
2 Club de Espeleoloxía "A Trapa"(CETRA).
3 Instituto Universitario de Geología
4 Instituto Universitario de Geología

Abstract: These speleothems are formed by 2 types of mineral components: inherited and authigenic. The first come from the rock destruction and are normally crystalline. The second are formed in the same speleothem and may be amorphous (opal-A) or crystalline (whiskers and nanominerals). Both types of minerals have genetic relation because whiskers and nanominerals are formed during the dehydration of the silicon hydrogel at the end of the wet stage of the speleothem. Due to their scarce concentration they may be only analyzed either morphologically (punctual symmetry) or by Scanning Electron Microscopy (S.E.M). The following were identified: gypsum, anhydrite, evansite, bolivarite, struvite, pigotite, taranakite, allophane, hematite, goethite, halite, calcite, aragonite, plumboaragonite, malachite, etc. The formation of these minerals is closely related to the microbiological activity except for the carbonate whiskers which are originated by the sequestration of the atmospheric CO_2.

Palabras claves: bioespeleotemas, minerales heredados, minerales autigénicos, rocas magmáticas, cuevas
Key words: biospeleothems, inherited minerals, authigenic minerals, magmatic rocks, caves

1. INTRODUCTION

In the caves developed in magmatic rocks, the only record of their evolution through time is the study of their speleothems whose sedimentation depends equally on the water availability in the system and the biological activity developed therein. Four stages are distinguished in the formation of the speleothems: 1- detritic stage or stage of accumulation of mineral rock clasts produced by physical weathering (Fig. 1); 2- colonization by microorganisms and dissolution of the rock; 3- formation of the silicon hydrogel (Fig. 2); and 4- formation of whiskers and nanominerals from the silicon hydrogel. This last stage starts at the beginning of the dry period ending with the consolidation of the silicon hydrogel as amorphous opal.

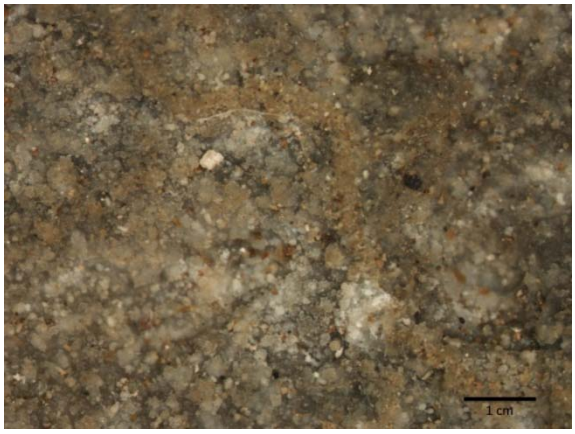


Fig. 1. Etapa detrítica o de acumulación de clastos de minerales de roca producidos por meteorización física. Berrocal del Rugidero, Extremadura, España.
Fig. 1. Detritic stage or stage of accumulation of rock mineral clasts produced by physical weathering. Berrocal del Rugidero, Extremadura, Spain.

The four stages are repeated indefinitely as far as the underground system receives water contribution, even if they are spaced in time. There are two types of morphologies in the

speleothem whether the water flow is laminar or lineal. In both types, granular materials saturated with water (slurry) (first stage) form tabular or cylindrical accumulations over the internal surface of the cavity regardless its slope.

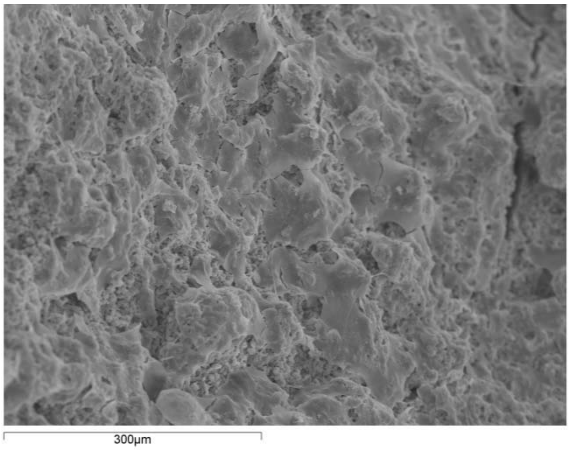


Fig. 2. Hidrogel de sílicio deshidratado cubriendo la acumulación detrítica de clastos. Porteliña, Galicia, España.

Fig. 2. Dehydrated silicon hydrogel covering the detritic accumulation of clasts. Porteliña, Galicia, Spain.

Given the scarce circulation velocity of the water flows in these underground systems, the tension that controls the sedimentation is not the gravity, like in the karstic systems s.s., but the capillarity and the superficial tension which helps to understand the dynamics of these environments and the peculiar morphology of their deposits (Fig. 3).

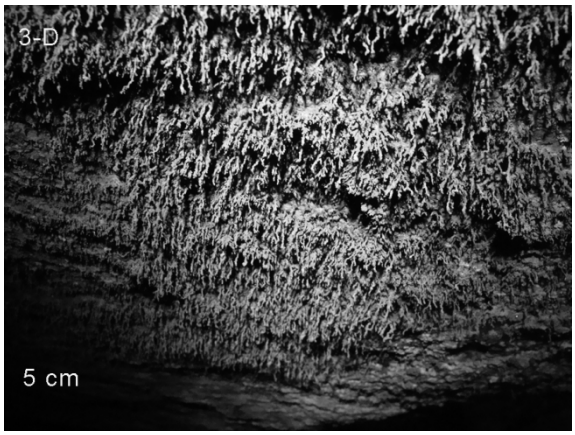


Fig. 3. Agrupación de espeleotemas cilíndricos. Castelo da Furna, Northern Portugal.

Fig. 3. Set of cylindrical speleothems. Castelo da Furna, Northern Portugal.

2. MINERALOGY OF SPELEOTHEMS: INHERITED AND AUTHIGENIC MINERALS.

There are two types of minerals: **inherited** that come from the destruction of the rock where the cavity develops and therefore, are not relevant for our work, and **authigenic** formed in the same cavity being amorphous or crystalline. The amorphous authigenic minerals present the greatest number of species cited up to now like evansite, bolivarite, struvite, pigotite, taranakite, allophane, hematite, goethite and opal-A. (Table 1.)

Types of minerals	Major minerals	Whiskers	Nanominerals
Gypsum		X	
Anhydrite	.	X	
Opal-A	X		
Calcite		X	
Aragonite		X	
Plumboaragonite			X
Halite			X
Evansite	X		
Pigotite	X		
Taranakite	X		
Hematite	X		
Goethite	X		
Malachite			X
Allophane	X		

Tabla 1. Minerales formadores de espeleotemas en cuevas de rocas magmáticas

Table. 1. Minerals forming speleothems in magmatic rock caves

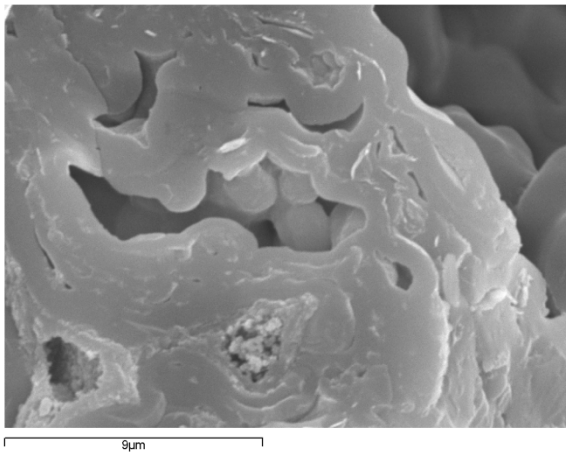


Fig. 4. Sección transversal de un espeleotema cilíndrico formado por capas de ópalo amorfo. A Trapa, Pontevedra, España.

Fig. 4. Cross-section of cylindrical speleothem formed by Opal-A. A Trapa, Pontevedra, Spain

.

All are formed by chemical weathering of the rock, many times in combination with the

microbiological activity developed in the cavity.

2.1. Amorphous authigenic minerals.

The opal-A (SiO_2.15(H_2O) is certainly the most interesting one. This mineral was characterized by different analytical techniques: elemental chemical analysis, XRD, XRF and DTA-GTA (Vidal Romaní et al. 2010). It is a silica polymorph (Fig. 4) whose formation implies the dissolution of Si enhanced by biochemical weathering of bacteria, algae, fungi and lichens (Vidal Romaní et al. 2010).The precipitation of the silicon hydrogel dissolved in water is due to oversaturation by evaporation, process that has an important role in the genesis of the crystalline authigenic minerals.

2.2. Crystalline authigenic minerals.

There are two types: whiskers and nanominerals. In both, the nucleation and the growth of these crystals are produced from the hydrogel in physical, though not crystallographic, continuity with it. Whiskers form large sets visible to the eye and multiple twins. The most frequent mineral species are gypsum-anhydrite and calcite-aragonite. In turn, nanominerals have smaller dimensions (maximum 4 micras) than whiskers and appear like isolated crystalline individuals or in biaxial twins. Up to now, halite (Fig. 5), plumboaragonite, malachite have been identified, though the list of species is not closed.

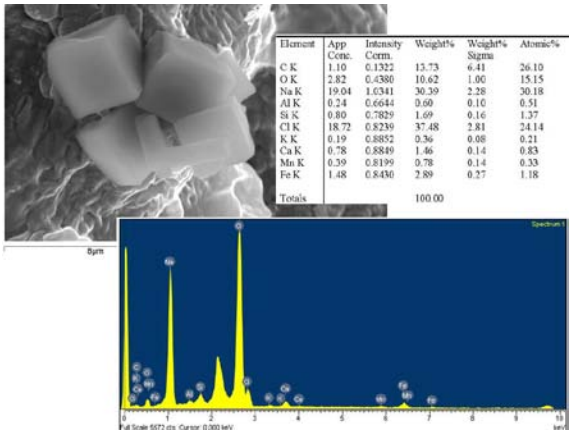


Fig. 5. Nanocristal de halita en Boda Grorttor, Suecia
Fig. 5. Nanocrystal of halite in Boda Grottor, Sweden.

The identification of whiskers and nanominerals is carried out under the S.E.M. along with their crystalline morphology combined with the semi-quantitative chemical analysis of the mineral by retro-dispersed electron diffraction. It is not always possible to analyse them by XRD due to their low concentration and dispersion in the speleothem. These authigenic minerals may appear in monomineral groups (gypsum-anhydrite and calcite-aragonite).

2.2.1. Whiskers of Gypsum. ($SO_4Ca.2H_2O$).

Some authors attribute the origin of S to the activity of microorganisms (Franklin et al. 1994; Welch and Ullman 1996) which are able to produce sulphate oxides from oxidation of organic matter. Gypsum crystals ($SO_4Ca.2H_2O$) appear in twins of hemisphere globular ("lepispheres") outline, indistinctly in planar (Fig. 6) or cylindrical (Fig. 7) stalagmitic floors growing from the opal-A base.

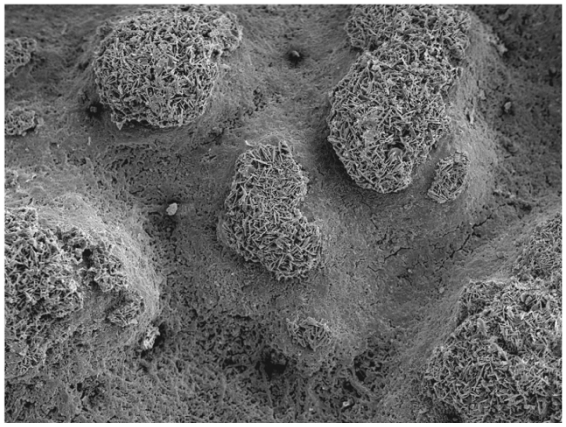


Fig. 6. "Lepisferas" de yeso en colada. Los Riojanos Pampa de Achala, Argentina.
Fig. 6. Gypsum" lepisphere" in flowstone. Los Riojanos Pampa de Achala, Argentina.

During the formation of gypsum whiskers in the last stage of the evolution-growth of the speleothem the scarcity of water may give rise to the crystallization of anhidrite, an anhydrous calcium sulphate (rombic).

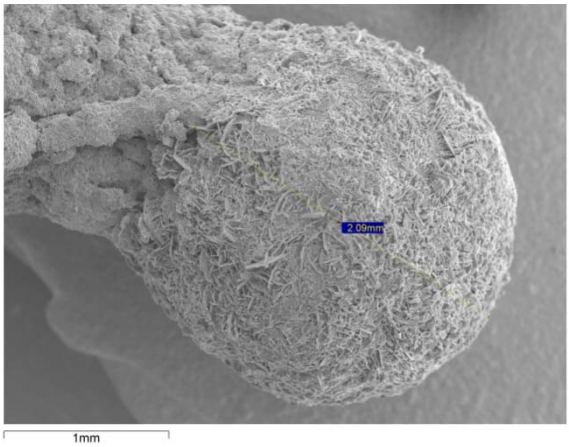


Fig. 7. "Lepisfera" de yeso en el extremo final de in espeleotema cilíndrico. Castelo da Furna, Portugal Norte.
Fig76. Gypsum"lepisphere" on the final end of a cylindrical speleothem. Castelo da Furna, Northern Portugal.

2.2.2. Whiskers of Calcite (CO_3Ca).

The calcite crystals have the problem of the origin of C, especially, and of Ca. Given the relationship between the development of the speleothem and the rain water that seeps through the fissural systems of the rock, the origin of C comes from the atmospheric CO_2 which the rain water introduces into the underground system. They are associated with caves developed in basic or ultrabasic magmatic rocks; diabases (Sallstedt et al. 2014), sienites, granodiorites or basalts (Woo, Choi and Lee 2008). Up to now, no speleothems with calcite have been cited in caves of acid magmatic rocks (Fig. 8).

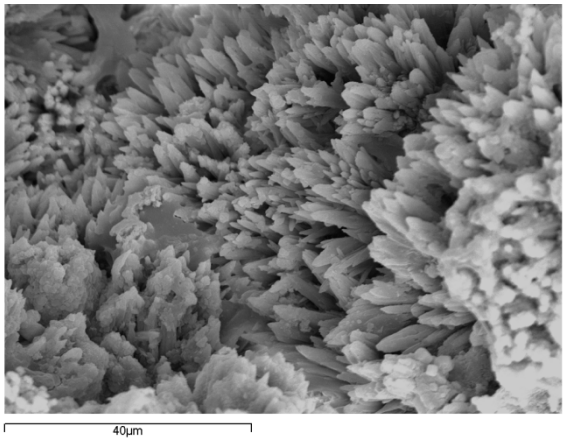


Fig. 8. Triquitos de calcita en la cueva de dolerita de Tjuv-Antes Grotta, Suecia.
Fig. 8. Whiskers of calcite in the dolerite cave of Tjuv-Antes Grotta. Sweden.

3. CONCLUSIONS

Speleothems in cavities developed in magmatic rocks show a wide variety of mineral species with amorphous opal as the dominant one. We have studied these deposits in locations around the world located in very different climatic environments apparently without changes in the mineralogical spectrum that is always the same. Everything indicates that the cause of the mineralogical variety is in the relationship with the microorganisms that occupy the cavity.

Acknowledgments
Ana Martelli translated the text into English and revised the layout of this paper.

REFERENCES

Franklin S. P., Ajas A. Jr., Dewers T. A., Tieh T. T. 1994. The role of carboxilic acids in albite and quartz dissolution: An experimental study under diagenetic conditions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58 (20), 4259-4279

Sallstedt T., Ivarsson M., Lundberg J.E.K., Sjöberg R., Vidal Romaní J. R. 2014. Speleothem formation and microbial colonization in a granite/dolerite cave, Northern Sweden. International Journal of Speleology (accepted).

Twidale C. R., Vidal Romaní J. R. 2005. Landforms and geology of granite terrains. Balkema, London, 351 pp.

Vidal Romaní J.R., Sanjurjo J., Vaqueiro, M., Fernández Mosquera D. 2010. Speleothem development and biological activity in granite cavities. Geomorphologie: relief, processus, environment, 4, 337-346.

Welch S. A., Ullman W. J. 1996. Feldspar dissolution in acidic and organic solutions: Compositional and pH dependence of dissolution rate. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60 (16), 2939-2948

Willems L., Compère P., Hatert F., Pouclet A., Vicat J. P., Ek C., Boulvain F. 2002. Karst in granitic rocks, South Camerun: cave genesis and silicon and taranakite speleothems. Terra Nova, 14: 355-362.

Woo, K.S., Choi D.W., Lee K.C. 2008. Silicification of cave corals from some lava tube caves in the Jeju Island, Korea: Implications for speleogenesis and a proxy for paleoenvironmental change during the Late Quaternary. Quaternary International 176–177, 82–95.

SPELEOTHEMS IN MAGMATIC ROCK CAVES AND ASSOCIATED MICROORGANISMS

Espeleotemas en cuevas de rocas magmáticas y microorganismos asociados.

J. R. Vidal Romaní[1,2], L. González López,[1,2], M.J. López Galindo[1], J. Sanjurjo Sánchez[1,2] y M. Vaqueiro Rodríguez[1,2]

1 Instituto Universitario de Geología. Campus de Elviña. Edificio SAI,-3. 15071 Coruña.
juan.vidal.romani@udc.es
2 Club de Espeleoloxía "A Trapa"(CETRA).

Abstract: At first, these speleothems had been considered to be caused by the rock weathering s.l. originated by water, but later scanning electron microscopy showed their direct relation with the troglobiontic activity, hence the name of biospeleothems. They have three types of components: inorganic, due to physicochemical disaggregation of the rock by water; biological, formed by the troglobionts incorporated in the sediment; and biomineral, authigenic minerals related to the reaction of the mineral substratum with the metabolic products derived from the organic activity. These speleothems are micro ecosystems where bacteria, fungi, algae, testate amoebae, mites, collembolan and arachnids live, develop and die. They form a trophic net where bacteria, which disaggregate the minerals and the organic matter from the rest of microorganisms, prevail. Neither the cave's lithology nor the climatic zone where the cave is located affects the troglobionts as to the dimensions or the chemical-mineralogical composition of the speleothems.

Palabras clave: bioespeleotemas, rocas magmáticas, granito, bacterias, ópalo-A.
Key words: biospeleothems, magmatic rocks, granite, bacteria, opal-A.

1. INTRODUCTION

The study of speleothems associated with cavities developed in magmatic rocks (effusive or intrusive) poses great difficulties due to the dimensions of the deposits almost exclusively formed by organic remains and amorphous minerals, which requires to be mostly studied by scanning electron microscopy (S.E.M.). Other difficulties are due to the scarce knowledge of the relationship between the genesis of the deposits and the organic activity developed in the underground environment, which has shown to be essential in the final morphology of the speleothems. The conditioning factors in the formation of these deposits are the Si availability and its association with water flows that move very slowly by capillarity and/or superficial tension because the gravity (dripping) is little important in the sedimentary process. In these environments, the sedimentation is related to the reduction-detention of the water contribution to the underground system, which will cause the water evaporation, the immediate deposition of the charge transported in dissolution or dragging, and the death, or the development of resistant forms of the microorganisms associated with these deposits. Obviously, the biological activity in the underground system will act during the wet stage, thus the main phase in the speleothem development is directly linked to this organic activity. When the water disappears from the underground environment, the organic activity stops and the microorganisms change from being direct elements in the speleothem development to elements (passive) or fabric of the sediment, or simply acting as physical support of the charge transported by the water in dissolution or dragging. The sedimentary, mineralogical, morphological features of these deposits as well as the organisms that live with them are uncommonly uniform in the deposits of these types described in all the climatic zones of the Earth (Fig. 1).

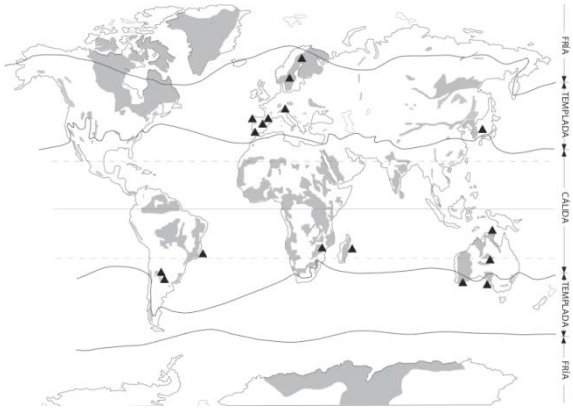


Fig. 1. Distribución mundial, en gris, de afloramientos de rocas magmáticas con localización de las cavidades estudiadas y su relación con las zonas climáticas. Los triángulos negros señalan los puntos de muestreo correspondientes a este trabajo.
Fig. 1. World distribution, in gray, of magmatic rocks outcrops where the studied cavities are located and their relation with climatic zones. The black triangles mark the sampling points corresponding to this work.

1.1.Types of speleothems.

There are two main speleothems regardless their location at the ceiling, on the walls or bottom of the cavity. A simple classification has been made only based on the morphology: (1) planar and (2) cylindrical. The first is formed from the laminar water flow of little volume and low velocity, which causes the water film to be subdivided by the previous rock weathering. This distribution of clasts in the perimeter of the water drops originates a cell structure (microgour fields) of shuffle size, form and distribution (ceiling speleothems) or with preferential orientation, when there is some water flow that produces a preferential enlargement of the microgours (bottom or wall speleothems) along with the movement direction. In these types of deposits, the interaction with life is of minor importance, at most they are used as physical base by bacteria, algae, collembolan and mites for their activity and always showing scarce morphology. The second type of deposit, cylindrical speleothem, originates the development of lineal forms with different thicknesses which may grow individually or in groups and to any direction. In the literature, they are called, usually and wrongly, stalactites and stalagmites because of their morphological similarity to the speleothems of karstic systems s.s., though these terms must be disregarded as in the cavities of magmatic rocks the dripping is not an important process and their forms are due to the interaction with microorganisms (bacteria). The cylindrical ones are microbial mats that receive the water contribution through capillary channels or by simple superficial condensation. Their internal texture allows assimilating their growth with a process similar to the one proposed for the stromatolites, though at smaller scale, hence the name of terrestrial micro stromatolites may be more adequate than the one normally used. Other microorganisms of greater size are frequently observed, apart from bacteria, associated with these deposits: algae (diatoms), testate amoebae, collembolan, mites, etc., which use the biomineral substratum as physical settlement base or for their occasional movement.



Fig. 2. Estructura de un microestromatolito terrestre. (A Trapa, Pontevedra, España)
Fig. 2. Internal structure of a terrestrial micro stromatolite. (A Trapa, Pontevedra, España)

1.2. Microorganisms associated with speleothems

According to all these data, speleothems of granite cavities may be considered as a micro ecosystem where a varied association of microorganisms: bacteria, algae, fungi, testate amoebae, mites, collembolan, arachnids, etc. live, develop and die.

The study of these types of ecosystems (Vidal Romaní and Vilaplana 1984; Kashima, Irie and Kinoshita 1987; Vidal Romaní et al. 2010) has allowed us to show the relationship between the troglobiontic activity and the formation of speleothems, justifying so the name of biospeleothems (Forti 2001; Vidal Romaní et al. 2010). In these deposits, three types of

components are differentiated in agreement with the relation with the microbiological activity: (1**)** inorganic due to the granular disaggregation of the rock (detritic fraction) caused by the physical or chemical action of the water, (2) biological corresponding to microorganisms which live in the underground environment and incorporate into the sediment totally or partially, and (3) biomineral (Westall and Cavalazzi, 2011) formed by the direct or indirect interaction between the inorganic mineral substratum and the metabolic products generated by troglobionts which increase the reaction capacity of the infiltrated water, accelerating the dissolution of pre-existing minerals, even the most stable ones like quartz, and forming new ones (authigenic minerals) (Fig. 2).

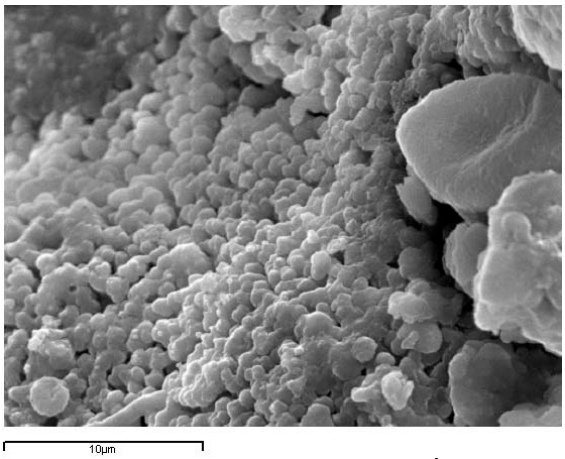


Fig. 2. Nanoesferas del biomineral Opal-A, Ávila, Spain.
Fig. 2. Nanospheres of Opal-A, Ávila, Spain.

In the magmatic rocks caves, Si is the essential element of some biominerals (e.g. the biogenic silicon which forms the frustules of the diatoms or the plates of the testate amoebae (Fig. 3), common organisms in these environments, but also there are other biominerals (gypsum, anhydrite) whose relation with the troglobios is less direct. Once the three components in dissolution, suspension or dragged have been incorporated into the infiltration water, the sedimentation is produced when the water contribution decreases or stops prevailing its evaporation.

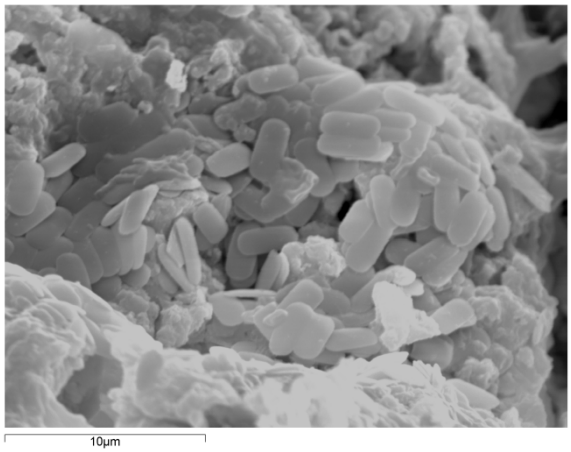


Fig. 3. Placas de una ameba testácea *Corythion sp.* Integrándose en el sustrato. Cueva "Castelo da Furna", Portugal.
Fig. 3. Plates of testate amoeba Corythion sp. integrating into the substratum. "Castelo da Furna" Cave, Portugal.

2. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

It is clear that the relationship between the morphology of the speleothems and the organic activity is different depending on the type of implied organism. Bacteria are undoubtedly the microorganisms with greater influence on the development of speleothems (Fig. 4), and especially of the cylindrical ones because their growth causes filament framework or even tree forms which, once the organisms die or remain latent, will be used as base for the sedimentation of the silicon dissolved in water that will cover the framework formed by bacteria.

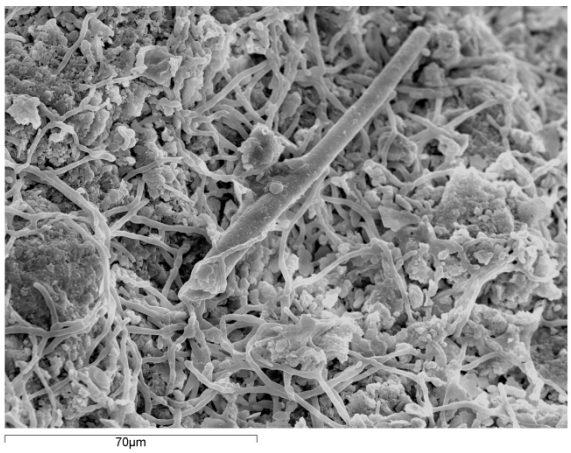


Fig. 4. Recubrimiento por bacterias filamentosas de la superficie de un espeleotema. Castelo da Furna, Norte de Portugal.
Fig. 4. Cover of filamentous bacteria of the surface of a speleothem. Castelo da Furna, Norte de Portugal.

In the planar speleothems, the detritic component prevails, and though it is usual that all the microorganisms existing in the environment use such component as physical base (diatoms, testate amoebae, collembolan) for their activities, only mites develop constructive activity such as the excavation of refuges and nests (Figs. 5 and 6).

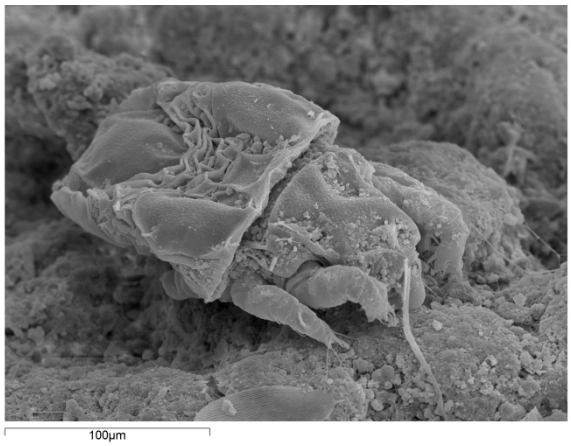


Fig. 5. Ácaro excavando su refugio en la superficie de una colada. Tcharkulda, Western Australia.
Fig. 5. Mite excavating its cache on the surface of a flowstone. Tcharkulda, Western Australia.

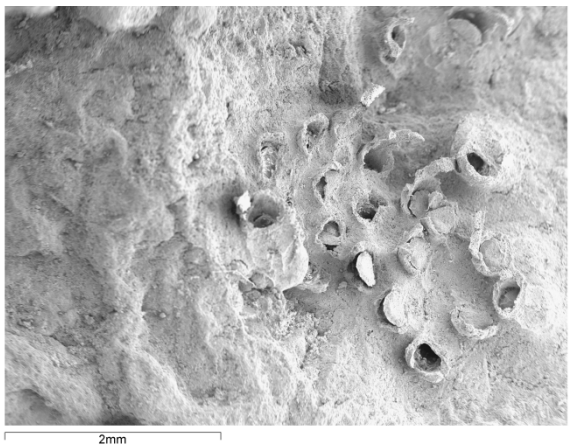


Fig. 6. Colonia de nidos de ácaros excavadas en un micro gour de una colada . Las Jaras, Córdoba, Spain.
Fig. 6. Nesting colonies of mites on the surface of a flowstone microgour. Las Jaras, Córdoba, Spain.

In both types of speleothems, the death of microorganisms may produce fragmentation of their shells, which are incorporated as fabric element to the sediment though, due to their size and scarce abundance, they have a secondary role in the growth and final volume of the speleothem.

Acknowledgments
Ana Martelli translated the text into English and revised the layout of this paper.

REFERENCES

Caldcleugh A. 1829. On the geology of Rio de Janeiro. Transactions of the Geological Society, 2: 69-72.

Forti P. 2001. Biogenic speleothems: an overview. International Journal of Speleology, 30A(1/4), 39-56.

Kashima N., Irie T., Kinoshita N. 1987. Diatom contributions of coralloid speleothems, from Togawa-Sakaidani-do Cave in Miyazaki Prefecture, Central Kyushu, Japan. International Journal of Speleology, 1, 95-100.

González López L., Vidal Romaní J. R., López Galindo M.J., Vaqueiro Rodríguez M., Sanjurjo Sánchez J. 2013. First data on testate amoebae in speleothems of caves in igneous rocks. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 37, 37-56.

Vidal Romaní J. R., Vilaplana J. M. 1984. Datos preliminares para el estudio de espeleotemas en cavidades graníticas. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 7, 305-324.

Vidal Romaní J.R., Grajal M., Vilaplana J.M., Rodríguez R., Macias F., Fernández S., Hernández Pacheco E. 1979. Procesos actuales: micromodelado en el granito de Monte Louro, Galicia España (Proyecto Louro). Actas IV Reunión Grupo Español de Trabajo del Cuaternario, Banyoles (España), 246-266.

Vidal Romaní J.R., Sanjurjo J., Vaqueiro, M., Fernández Mosquera D. 2010. Speleothem development and biological activity in granite cavities. Geomorphologie: relief, processus, environment, 4, 337-346.

Westall, F., Cavalazzi, B. 2011. Biosignatures in Rocks (In Encyclopedia of Geobiology Ed. Reitner, Joachim and Thiel, Volker). pp.189-201. Springer Netherlands.

IDENTIFICACIÓN DE FACTORES CONDICIONANTES EN LA FORMACIÓN DE DOLINAS MEDIANTE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA DE RESISTIVIDADES PROFUNDA (ERT). VALLES DEL EBRO Y DEL FLUVIÀ (NE DE ESPAÑA)

Identifying conditioning factors for sinkhole occurrence by means of deep electrical resistivity tomography (ERT). The Ebro and Fluvià valleys (NE Spain).

M. Zarroca[1], R. Linares[1], C. Roqué[2], F. Gutiérrez[3], D. Carbonel[3], J.P. Galve[3], V. Rodríguez[4] y J. Guerrero[3]

1 Departamento de Geología, Universidad Autónoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, Barcelona
2 Àrea de Geodinàmica Externa i Geomorfologia, Universitat de Girona, 17071 Girona
3 Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza
4 Department of Earth Sciences, University of Cambridge. Cambridge CB3 0EZ, UK

Abstract: Subsidence processes and sinkhole activity have a significant impact on infrastructure and human activity in the covered evaporite karst areas of the Ebro and Fluvià valleys (NE Spain). This contribution discusses the capabilities of deep electrical resistivity tomography (ERT) for imaging geological-hydrogeological subsurface features to a depth of around 100 m, which may which may provide clues on the origin and evolution of sinkholes at the surface. Geophysical surveying campaigns were conducted in Zaragoza and Besalú (Girona) peri-urban areas. The resistivity images were calibrated using geomorphological information and available borehole-wells logs. The processed images allowed (i) identifying deformation structures affecting both the bedrock and the alluvial cover; (ii) locating areas where interestratal evaporite dissolution might have been more intense; and (iii) hypothesizing about the local groundwater flow pattern. The results indicate that such local geomorphological-hydrogeological factors may play a key role in the development of sinkholes and their dynamics.

Palabras clave: Karst evaporítico cubierto, dolina, tomografía eléctrica de resistividades (ERT), Valle del Ebro, Valle del Fluvià.
Key words: Covered evaporite karst, sinkhole, electrical resistivity tomography (ERT), Ebro Valley, Fluvià Valley

1. INTRODUCCIÓN

Los procesos de subsidencia y la formación de dolinas tienen un impacto notable sobre las infraestructuras y la actividad humana en los karst evaporíticos cubiertos de los valles del Ebro y del Fluvià (NE de España). En numerosas ocasiones, la identificación y cartografía precisa de las dolinas resulta inviable sin la aplicación de métodos de investigación subsuperficiales, debido a que la intensa actividad agrícola y constructiva llega a enmascarar su expresión geomorfológica. A pesar de que la cartografía de dolinas ha sido abordada con éxito mediante el uso de métodos geofísicos someros, como el *ground penetration radar* (GPR) o la tomografía eléctrica de resistividades (ERT), la técnica del *trenching*, o mapas de deformación obtenidos mediante interferometría de radar (InSAR) (Gutiérrez et al., 2011; Carbonel et al., 2013a, 2013b, 2014), todavía persiste cierto desconocimiento sobre los factores geológicos locales que condicionan su formación y evolución en superficie.

La presencia de sales (halita y glauberita), la circulación de las aguas subterráneas o la existencia de fallas o fracturas que puedan actuar como vías preferenciales de flujo son aspectos clave que gobiernan los procesos de disolución (Gutiérrez et al., 2007, 2008). Dado que la distribución espacial, dimensiones y evolución de las dolinas en superficie puede estar condicionada por dichos factores geológicos, que pueden localizarse a decenas o incluso centenares de metros, su estudio precisa de un conocimiento del terreno a mayor profundidad. El objetivo de este trabajo ha sido

evaluar el potencial de la ERT profunda para investigar el subsuelo hasta profundidades por debajo de los 100 m, en áreas afectadas por dolinas de grandes dimensiones. Se escogió esta técnica dado que los materiales de relleno de dolinas, con características claramente distintas a las de los terrenos circundantes, así como las zonas de fractura-falla, suelen presentar resistividades muy contrastadas (Carbonel et al., 2013a, 2013b, 2014; Zarroca et al., 2013). Además, la ERT se muestra especialmente eficaz para identificar zonas preferenciales de circulación de aguas subterráneas (Zarroca et al., 2013, 2014). Los emplazamientos se seleccionaron en el tramo medio de los valles del Ebro y del Fluvià, debido a su conocida problemática asociada a los procesos de disolución de evaporítas con sales en profundidad.

2. ZONAS DE ESTUDIO

2.1. Valle medio del Ebro

Esta zona de estudio se localiza en el sector central de la Cuenca terciaria del Ebro (Fig. 1). En dicho sector, el Valle del Ebro se ha excavado en la formación evaporítica de los Yesos de Zaragoza (Oligoceno-Mioceno), que alcanza un espesor de 800 m. Los materiales aflorantes están representados por una secuencia de yesos, lutitas y margas (Torrescusa y Klimowitz, 1990) y, de acuerdo con los sondeos, también incluye niveles de evaporitas de alta solubilidad: halita, glauberita y fracciones menores de thenardita (Torrescusa y Klimowitz, 1990). En amplias extensiones el sustrato evaporítico está cubierto por los depósitos aluviales de espesor muy irregular, que alcanza localmente más de 100 m. Estos engrosamientos están relacionados con procesos de subsidencia sinsedimentaria, provocada por la karstificación interestratal principalmente de halita y glauberita (Guerrero et al., 2013). Desde un punto de vista hidrogeológico, se distinguen dos unidades acuíferas principales: depósitos aluviales y acuífero kárstico evaporítico. Entre ambas unidades existe una marcada interacción, tal y como ponen de manifiesto la existencia de áreas de descarga del acuífero kárstico en superficie y los estudios hidroquímicos (Gutiérrez et al., 2007; Acero et al., 2013).



Fig. 1. Mapa de situación de las zonas de estudio. Valle medio del Ebro: 1) Zuera; 2) Puebla de Alfidén. Valle medio del Fluvià: 3) Serinya. Sobre mapa sombreado MDT-LIDAR (5 m), Instituto Geográfico Nacional. *Studied areas situation map. Middle Ebro Valley: 1) Zuera; 2) Puebla de Alfidén . Middle Fluvià Valley: 3) Serinyà. Base map from the Instituto Geográfico Nacional, Relief DEM-LIDAR (5 m).*

2.2. Valle medio del Fluvià

El Valle del Fluvià se emplaza en el sector Sur-Pirenaico Oriental (Fig. 1). Dada su situación en el extremo meridional de las láminas cabalgantes de la unidad centro-oriental sur-pirenaica (Muñoz, 1988), presenta una mayor complejidad estructural que en el caso del Valle del Ebro. Estratigráficamente, la cuenca posee un relleno constituido por materiales terrígenos, carbonatados y unidades evaporíticas, así como formaciones cuaternarias, fundamentalmente aluviales, lacustres y tobáceas (Martínez et al., 2000). Se han diferenciado hasta tres unidades evaporíticas separadas por tramos con predominio de margas (Carrillo, 2009; Martínez et al., 2000). Los sondeos petrolíferos atravesaron 1500 m de facies evaporíticas y detectaron la existencia de halita en los 250 m más superficiales (Serrat-1) y a partir de 400 m (Vallfogona-1) (Lanaja et al., 1985; Carrillo, 2009).

3. MÉTODOS

3.1. Tomografía eléctrica de resistividades

La ERT es una técnica geoeléctrica que permite determinar la variación de la resistividad en el subsuelo mediante el uso de dispositivos multi-electródicos (Griffiths y Barker 1993). La constante evolución de esta técnica, especialmente durante los últimos 10 años, ha permitido disponer de equipos capaces de obtener imágenes de resistividad que pueden cubrir varios cientos de metros de profundidad a un coste reducido. De igual modo, la utilización de equipos multi-eléctrodo y multi-canal permite adquirir dichas imágenes con una

gran resolución, de acuerdo a los estándares del método. Las campañas de prospección se llevaron a cabo mediante un Lund Imaging System (Abem SE), mediante dispositivos Dipolo-Dipolo (DDP) y combinado Wenner-Schlumberger (WS), y utilizando diferentes espaciados inter-electródicos. Los datos fueron procesados mediante el software EarthImager 2D (Advanced Geosciences, Inc) y calibardos mediante información geomorfológica y registros disponibles de sondeos.



Fig. 2. Campo de dolinas en Puebla de Alfidén. (a) Vista oblicua de una de las dolinas de geometría ligeramente elongada y grandes dimensiones. (b) Detalle de la implantación de una la línea ERT.
Sinkholes field in Puebla de Alfidén (Zaragoza). (a) Oblique photography of a large sinkhole, slightly elongated in shape. (b) ERT profile.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las imágenes de resistividad han permitido delimitar la geometría de las áreas afectadas por subsidencia, así como inferir diversos aspectos geológicos que han podido condicionar la localización de las dolinas estudiadas, los mecanismos de subsidencia, y su evolución. Las imágenes de resistividad adquiridas mediante espaciados inter-electródicos de 2 m (Fig. 3) permiten resolver la geometría de las estructuras de deformación más superficiales con una resolución razonable, aunque ligeramente inferior a la que se podría obtener mediante GPR en condiciones óptimas (Carbonel, 2013b, 2014).

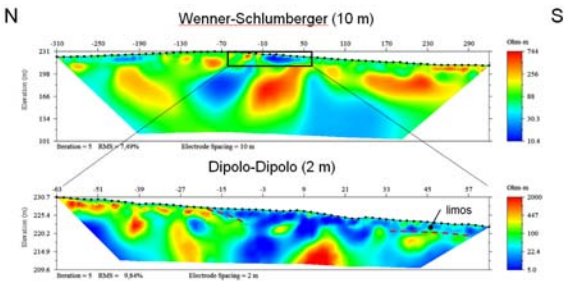


Fig. 3. Imágenes de resistividad. Puebla de Alfidén.
Inverted resistivity images collected at Puebla de Alfidén.

La ERT sí se ha mostrado muy eficaz, incluso superior al GPR, a la hora de definir la geometría de los rellenos de dolinas, especialmente cuando son materiales de alta resistividad (gravas, arenas, residuos de obras). Esta circunstancia es especialmente relevante para la cartografía de dolinas activas colmatadas y paleodolinas que pudieran reactivarse en el futuro.

Las imágenes de resistividad generadas mediante espaciados mayores de 5 m (Fig. 4) y especialmente de 10 m (Figs. 3, 4 y 5), han permitido obtener información sobre el contexto geomorfológico-hidrogeológico en el que se desarrollan las dolinas en superficie. Si bien la resolución es lógicamente inferior a la alcanzada con espaciados menores, las prospecciones profundas pueden ayudar a identificar estructuras de subsidencia generadas por karstificación interestratal profunda, o fallas que puedan gobernar la circulación del agua subterránea.

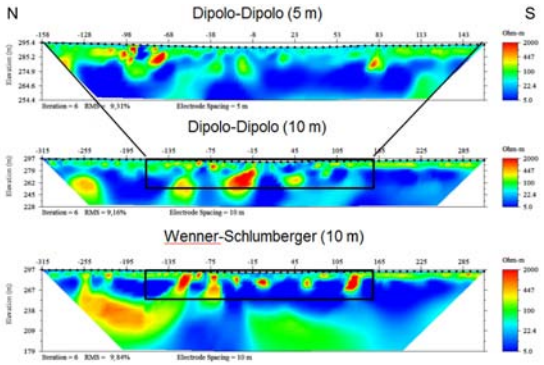


Fig. 4. Imágenes de resistividad real obtenidas al norte de la población de Zuera (Zaragoza).
Inverted resistivity images collected in the northern sector of the Zuera Town (Zaragoza).

En este sentido, los modelos geofísicos de moderada resolución pueden proporcionar una valiosa información. Este ha sido el caso de las imágenes de resistividad obtenidas a mayor profundidad. En ellas ha sido posible identificar áreas en las que la subsidencia podría estar relacionada con la karstificación de sales (halita-glauberita), que contrastan con los niveles de yesos y anhidritas por su menor resistividad (Fig. 3). También se han identificado zonas de fractura que parecen actuar como áreas de circulación preferente de agua subterránea (Fig. 3), favoreciendo incluso la descarga de flujos profundos (Figs. 4 y 5).

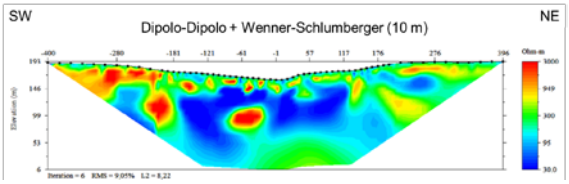


Fig. 5. Imagen de resistividad obtenida al norte de la población de Serinyà (Girona).
Resistivity image collected in the northern sector of the Serinyà Town (Girona)

Agradecimientos
Este trabajo ha sido financiado mediante el Proyecto CGL2010-16775 (Ministerio de Ciencia e Innovación y FEDER).

REFERENCIAS

Acero, P., Gutiérrez, F., Galve, J.P., Auqué, L.F., Carbonel, D., Gimeno, M.J., Gómez, J.B., Asta, M.P. y Yechieli, Y. 2013. Hydrogeochemical characterization of an evaporite karst area affected by sinkholes (Ebro Valley, NE Spain). Geologica Acta 11, 389-407.

Carbonel, d., Gutiérrez, f., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., McCalpin, J., Guerrero, J. y Rodríguez, V. 2013a. Differentiating between gravitational and tectonic faults by means of geomorphological mapping, trenching and geophysical surveys. The case of the Zenzano Fault (Iberian Chain, N Spain). Geomorphology 89, 93-108.

Carbonel, D., Rodriguez, V., Gutierrez, F., McCalpin, J., Linares, R., Roque, C., Zarroca, M., Guerrero, J. y Sasowsky, I. 2013b. Evaluation of trenching, ground-penetrating radar (GPR), and electrical resistivity tomography (ERT) for sinkhole characterization. Earth Surface. Processes and Landforms, DOI:10/1001/esp.3440.

Carbonel, D., Rodríguez-Tribaldos, V., Gutiérrez, F., Galve, J.P., Guerrero, J., Zarroca, M., Roqué, C., Linares, R., McCalpin, J.P. y Acosta, E. 2014. Investigating a damaging buried sinkhole cluster in an urban area (Zaragoza city, NE Spain) integrating multiple techniques: Geomorphological surveys, DInSAR, DEMs, GPR, ERT, and trenching. Geomorphology. doi: 10.1016/j.geomorph.2014.02.007.

Carrillo, E. 2009. Unidades evaporíticas eocenas de la Zona Surpirenaica Oriental (Área de La Garrotxa). Geogaceta 47, 73-76.

Griffiths, D.H. y Barker, R.D. 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. Journal of Applied Geophysics 29, 211-226.

Guerrero, J., Gutiérrez, F. y Galve, J.P. 2013. Large depressions, thickened terraces, and gravitational deformation in the Ebro River valley (Zaragoza area, NE Spain): Evidence of glauberite and halite interstratal karstification. Geomorphology 196, 162-176.

Gutiérrez, F., Galve, J.P., Lucha, P., Castañeda, C., Bonachea y J., Guerrero, J. 2011. Integrating geomorphological mapping, trenching, InSAR and GPR for the identification and characterization of sinkholes: A review and application in the mantled evaporite karst of the Ebro Valley (NE Spain). Geomorphology 134(1–2), 144-156.

Gutiérrez, F., Galve, J.P., Guerrero, J., Lucha, P., Cendrero, A., Remondo, J., Bonachea, J., Gutiérrez, M. y Sánchez, J.A. 2007. The origin, typology, spatial distribution, and detrimental effects of the sinkholes developed in the alluvial evaporite karst of the Ebro River valley downstream Zaragoza city (NE Spain). Earth Surface Processes and Landforms 32, 912-928.

Gutiérrez, F., Cooper, H., y Johnson, S. 2008. Identification, prediction, and mitigation of sinkhole hazards in evaporite karst areas. Environmental Geology 53, 1007-1022.

Lanaja, J.M., Querol, R. y Navarro, A. 1987, Contribución de la Exploración Petrolífera al Conocimiento de la Geología de España: Madrid, Spain, Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 465 pp.

Martínez, A., Samsó, J. M., Zamorano, M., Picart, J., Solà, J., Montaner, J. y Mató, E. (2000). Mapa geológico de Catalunya, escala 1:25000. Institut Cartogràfic de Catalunya. Besalú 257-2-2 (76-22).

Muñoz, J.A. 1988. Estructura de las unidades surpirenaicas en la transversal del corte ECORS, in Field Gide Reunión Extraordinaria ECORSPIRINEOS: Baussens- Balaguer, Spain, Sociedad Geológica de España and Société Géologique de France.

Torrescusa S y Klimowitz J. 1990. Contribución al conocimiento de las evaporitas Miocenas (Fm. Zaragoza) de la Cuenca del Ebro. En Formaciones Evaporíticas de la Cuenca del Ebro, Cadenas Periféricas y de la Zona de Levante, Ortí F, Salvany JM (eds). Enresa: Barcelona; 120-123.

Zarroca, M., Linares, R., Roqué, C., Rosell, J. y Gutiérrez, F. 2013. Integrated geophysical and morphostratigraphic approach to investigate a coseismic (?) translational slide responsible for the destruction of the Montclús village (Spanish Pyrenees). Landslides DOI 10.1007/s10346-013-0427-z.

Zarroca, M., Linares, R., Rodellas, V., Garcia-Orellana, J., Roqué, C., Bach, J. y Masqué, P. 2014. Delineating coastal groundwater discharge processes in a wetland area by means of electrical resistivity imaging, ^{224}Ra and ^{222}Rn. Hydrological Processes 28 (4), 2382–2395.

VII. GEOMORFOLOGÍA GLACIAR Y PERIGLACIAR

FLUCTUACIONES GLACIARES DURANTE LA DEGLACIACIÓN DEL PLEISTOCENO SUPERIOR EN EL PIRINEO CENTRAL ESPAÑOL

Glacial fluctuations during the Upper Pleistocene deglaciation in the Central Spanish Pyrenees

J. M. García-Ruiz[1], D. Palacios[2], N. de Andrés[2], J. I. López-Moreno[1], Y. Sanjuán[1] y B. Valero-Garcés[1]

[1] Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, C. Aula Dei, Apdo. 13.034, 50.080-Zaragoza.
[2] Depto. de Geografía, Facultad de Geografía e Historia, Univ. Complutense, 28.040-Madrid.

Abstract: Glacial fluctuations during the Late Pleistocene in the Central Pyrenees was studied using 36Cl cosmogenic dating of moraine and rock glacier boulders, and polished bedrocks. This allowed us to establish a sequence of stadial and interstadial events in the headwater of the Gállego River basin and in the Marboré Cirque. Results demonstrate: (i) the rapid glacial retreat after the LGM; (ii) the great sensitivity of small glaciers to climatic variability; (iii) the occurrence of re-advances within a general deglaciation process, during Greenland Stadial-1 (the Oldest and Younger Dryas); (iv) glacial retreat was very rapid during the Bolling/Allerod (Greenland Interstadial). Late Holocene recorded glacial fluctuations in the uppermost parts of the Pyrenees: re-advance at Mid Holocene, a general retreat during the Bronze/Iron Ages, a short expansion during the Dark Ages, a melting period during the Mediaeval climatic Anomaly and a glacial expansion during the Little Ice Age.

Palabras clave: Deglaciación, Oldest Dryas, Younger Dryas, Fluctuaciones holocenas, Pirineos
Key words: Deglaciation, Oldest Dryas, Younger Dryas, Holocene fluctuations, Pyrenees

1. INTRODUCCIÓN

La deglaciación es el periodo comprendido desde el último máximo glaciar (UMG) hasta el final de la Pequeña Edad del Hielo. Se trataría, pues, de un periodo de unos 20.000 años de duración, en el que los glaciares experimentan un rápido retroceso interrumpido por pequeños y generalmente cortos reavances. Estas oscilaciones se hallan directamente relacionadas con la variabilidad climática posterior al UMG y se han detectado en los principales macizos montañosos. Al respecto, existe importante información derivada del análisis de sedimentos lacustres y de su contenido polínico (González-Sampériz et al., 2006), que reflejan la ocurrencia de cambios muy notables desde un punto de vista climático e hidrológico. Sin embargo, los estudios sobre geomorfología glaciar llevados a cabo en el Pirineo aragonés se han centrado sobre todo en la localización y cronología de la máxima expansión de las lenguas glaciares, y en cambio hay muy poca información sobre estadios posteriores y su datación. En este trabajo nos centramos en la deglaciación pirenaica mediante dataciones por exposición cosmogénica en dos lugares que, en conjunto, permiten analizar todas las fluctuaciones glaciares desde el UMG hasta el final de la Pequeña Edad del Hielo: el Alto Valle del Gállego y el Circo de Marboré.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El Alto Valle del Gállego forma una compleja cuenca de drenaje compuesta por varios valles secundarios, especialmente el propio Gállego y sus afluentes Aguas Limpias y Caldarés (Fig. 1). Estos últimos cuentan con los picos más elevados (Balaitus, 3151 m; Infierno, 3082 m; Argualas, 3046 m). El sustrato rocoso está dominado por materiales paleozoicos (pizarras y calizas). Estas últimas evolucionan hacia pequeños macizos aislados delimitados por escarpes, mientras los afloramientos de pizarras desarrollan grandes deslizamientos profundos (Guerrero et al., 2013). En la parte noreste del área de estudio destaca la intrusión de los batolitos graníticos de Panticosa y

Cauterets, emplazados al final de la tectónica herciniana. Es en estos batolitos donde se ha realizado el muestreo de umbrales y bloques morrénicos y su posterior datación por medio de cosmogénicos.

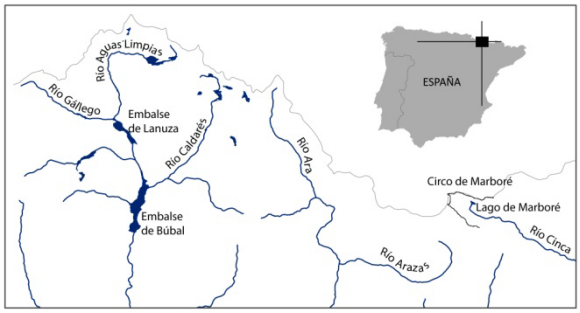


Figura 1. Localización del Alto Valle del Gállego y del Circo de Marboré.
Figure 1. Location of the Upper Gállego Valley and the Marboré Cirque.

El Circo de Marboré (Fig. 1) se localiza en la cara norte del Macizo de Monte Perdido, dentro del P. N. de Ordesa y Monte Perdido. El macizo pertenece a las Sierras Interiores, compuestas por calizas y areniscas cretácicas y eocenas, plegadas durante la tectónica alpina, formando un conjunto de anticlinales y sinclinales superpuestos y vergentes hacia el sur. El propio Circo de Marboré forma un sinclinorio donde los afloramientos de calizas y areniscas evolucionan hacia pequeñas cuestas. La divisoria meridional del circo cuenta con los picos de Monte Perdido (3355 m), Cilindro (3352 m) y Marboré (3247 m) y desarrolla una vertiginosa pared de 600 a 800 metros de desnivel. Al pie de la divisoria septentrional se localiza el lago de Marboré, recientemente sondeado para estudiar la evolución climática, hidrológica y paleobotánica de la alta montaña pirenaica (Oliva-Urcia et al., 2013).

3. MÉTODOS

Se procedió en primer lugar a elaborar una cartografía geomorfológica de detalle en el valle del Gállego y en el Circo de Márboré, con el fin de situar los depósitos morrénicos principales. En el caso del valle del Gállego se cartografiaron los depósitos frontales y laterales correspondientes a la extensión máxima de la lengua glaciar, que se ha datado entre 64 y 85 ka en las proximidades de Sabiñánigo (Lewis et al., 2009), y también los depósitos internos, presumiblemente correspondientes a la deglaciación post-UMG. Para el análisis de cosmogénicos se tomaron 21 muestras, 6 correspondientes a bloques morrénicos, 4 en bloques de glaciares rocosos y 11 en rocas pulidas. Todos ellos corresponden a material granítico. Tres de las muestras fueron tomadas en el valle de Aguas Limpias, una en un bloque morrénico en la morrena lateral izquierda del valle de Caldarés en su penetración hacia su afluente el valle de Bolatica, tres en el valle de Caldarés aguas arriba del Balneario de Panticosa, doce en el circo de Piniecho y dos en el circo de Catieras. En el Circo de Marboré se tomaron tres muestras en sustrato rocoso pulimentado, una en un gran bloque de caliza gris situado en una gran avalancha rocosa, y la última en un bloque de caliza blanca situado sobre la morrena más externa al pie de la cara norte del Macizo de Monte Perdido. Para la obtención de dataciones se siguió el protocolo propuesto por Phillips (2003) en los laboratorios PRIME y ACTLAB. Las edades de exposición fueron calculadas utilizando el programa CHLOE versión 3-2003 (Phillips and Plummer, 1996). Los valores aplicados de protección de la nieve oscilaron entre 0,86 y 1,00, dependiendo de la altitud, la forma de la superficie y la topografía local en cada punto de muestreo.

4. RESULTADOS

La principal evidencia de la deglaciación en el valle del Gállego aparece aguas arriba del embalse en Búbal, donde dos *tills* indican la ocurrencia de un estadio de disociación del glaciar en dos lenguas independientes, la del valle de Aguas Limpias y la del valle de Caldarés. El primero formó una lengua que terminaba a la altura del actual embalse de Lanuza, después de penetrar por su derecha en el valle del Gállego, que para entonces contaba con escasos restos glaciares acantonados en los circos. Un indicio de esa penetración son los restos morrénicos localizados en torno a la urbanización de Formigal, demostrando que el glaciar de Aguas Limpias se expandía hacia el valle del Gállego. En el valle de Caldarés este estadio se manifiesta en una morrena lateral izquierda que penetra en su principal afluente, el valle de Bolatica. Un bloque morrénico sobre esta morrena (PANTI-01) dio una edad

de 15,2 ± 0,4 ka, que debe considerarse una edad mínima.

Las edades obtenidas en umbrales rocosos con pulimento glaciar en el valle de Caldarés son 15,5 ± 0,4 ka en el Balneario de Panticosa (PANTI-21), 14,2 ± 0,4 ka en el frente del circo de Bachimala, a 1844 m (PANTI-22), y 14,0 ± 0,3 ka cerca de la pared del circo de Bachimala, a 2218 m (PANTI-23). En el valle de Aguas Limpias también se dataron umbrales rocosos en el fondo del valle, con los siguientes resultados: 16,5 ± 0,6 ka a 1525 m (RES-1); 12,3 ± 0,4 ka a 2132 m (RES-2); y 11,6 ± 0,3 ka a 2169 m, muy cerca de la pared del circo. Estos resultados apoyan la hipótesis de que hubo un avance glaciar en torno a 16 ka, y que la deglaciación fue muy rápida (Fig. 2).

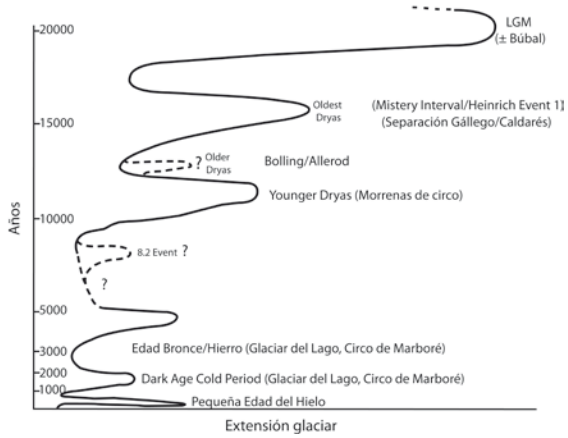


Figura 2. Modelo de deglaciación para el Pirineo Central español a partir de los datos obtenidos en el Alto Valle del Gállego y en el Circo de Marboré.

Figure 2. Deglaciation model for the Central Spanish Pyrenees from information obtained in the Upper Gállego Valley and the Marboré Cirque.

Los resultados obtenidos en los circos de Piniecho y Catieras aportan información más detallada sobre los últimos avances y retrocesos de los glaciares antes del Holoceno. En el circo de Piniecho el depósito más antiguo es una morrena lateral correspondiente a un glaciar de 1500 m de longitud. Un gran bloque de granito en esa morrena dio una edad de 15,5 ± 0,5 ka (PANTI-18). Cuatro bloques en dos glaciares rocosos desarrollados en la vertiente sur del circo han dado edades entre 11,1 ± 0.3 ka y 14.1 ± 0,3 ka (PANTI-10, PANTI-12, PANTI-16, PANTI-17), pudiendo justificarse las diferencias con movimientos tardíos de los bloques. Dos bloques en una morrena representativa de un avance menor ha dado una edad de 13,3 ± 0,4 y 13,5 ± 0,4 ka (PANTI-14 y PANTI-15). Al pie del circo, un lóbulo protalud con incipiente tendencia hacia glaciar rocoso ha dado una edad entre 11,7 ± 0,3 ka y 13,0 ± 0,3 ka (PANTI-07, -08 Y -09). Finalmente, dos bloques en un glaciar rocoso en el sector occidental del circo han dado una edad de 13,5 ± 0,4 ka (PANTI-20) y 13,4 ± 0,4 ka (PANTI-20).

En el circo de Catieras un pequeño glaciar rocoso proporcionó una edad mínima de 12,5 ± 0,3 ka (PANTI-4), y un umbral rocoso aguas abajo del glaciar rocoso dio una edad de 16,7 ± 0,7 ka (PANTI-6).

En el circo de Marboré toda la información disponible es intra-holocena. La edad basal de los sondeos en el lago de Marboré indican que el circo de Marboré estaba libre de hielo desde el final del Younger Dryas (Oliva-Urcia et al., 2013). Dos superficies pulidas cerca del Lago de Marboré dieron una edad de 3,4 ± 0,2 ka y 2,5 ± 0,1 ka, mientras otra superficie pulida en el desague del lago dio una edad de 1,2 ± 0,1 ka. Dos muestras de grandes bloques en la avalancha rocosa de calizas grises dieron edades de 2,5 ± 0,05 ka y 4,4 ± 0,1 ka. Un bloque de caliza blanca en la morrena más externa dio una edad de 5,1 ± 0,1 ka.

5. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos indican que la secuencia de eventos durante la deglaciación fue similar en el Alto Gállego y Circo de Marboré a la registrada desde el UMG en otras montañas europeas. Este estudio ha demostrado (i) La rapidez del retroceso glaciar desde el UMG; (ii) la sensibilidad de los pequeños glaciares frente a la variabilidad climática; (iii) la ocurrencia de varios reavances glaciares en un escenario general de deglaciación durante el Oldest Dryas y el Younger Dryas (GS-1 en la terminología de los sondeos de hielo, Lowe et al., 2008); entre ambos periodos, el Bolling/Allerod (GI-1) representó un momento de marcado retroceso; (iv) no existen evidencias de actividad glaciar durante la primera mitad del Holoceno; (v) Una expansión glaciar ocurrió a mediados del Holoceno, coincidiendo con los datos aportados por Gellatly et al. (1992) en el Circo de Troumouse, vertiente norte de los Pirineos; (vi) las superficies pulidas junto al Lago de

Marboré sugieren un retroceso glaciar durante las edades del Bronce y Hierro; (vii) un nuevo periodo de fusión ocurrió durante la Anomalía Climática Medieval; (viii) por último, la Pequeña Edad del Hielo está bien representada en las morrenas al pie de la cara norte del Macizo de Monte Perdido, con dos pulsos expansivos a finales del siglo XVII o comienzos del XVIII y entre 1790 y 1830.

Agradecimientos
Proyectos HORDA (83/2009) INDICA (CGL2011-27753-C02-01), CRIORDESA (844/2013), CRYOCRISIS (CGL2012-35858).

REFERENCIAS

Gellatly, A.F., Grove, J.M., Switsur, V.R. 1992. Mid-Holocene glacial activity in the Pyrenees. The Holocene 2-3, 266-270.

González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T., Dedoubat, J.J. 2006. Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet Sequence. Quaternary Research 66, 38-52.

Guerrero, J., Gutiérrez, F., Carbonel, D., Bonachea, J., García-Ruiz, J.M., Galve, J.P., Lucha, P. 2013. 1:5000 landslide map of the upper Gállego Valley (central Spanish Pyrenees). Journal of Maps 8, 484-491.

Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L., Rhodes, E.J. 2009. Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) base don OSL dating and soil stratigraphy. Global and Planetary Change 67, 141-152.

Lowe, J.J., Rasmussen, S.O., Bjorck, S., Hock, W.Z., Steffensen, J.P., Walter, M.J.C., Yu, Z.C. 2008. The INTIMATE ground 2008. Synchronisation of paleoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. Quaternary Science Reviews 27, 6-17.

Oliva-Urcia, B., Moreno, A., Valero-Garcés, B., Mata, P., Grupo HORDA, 2013. Magnetismo y cambios ambientales en registros terrestres: el Lago de Martboré, Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Huesca). Cuadernos de Investigación Geográfica 39 (1), 117-140.

Phillips, F.M. 2003. Cosmogenic 36Cl ages of Quaternary basalt flows in the Mojave Desert, California, USA. Geomorphology 53, 199-208.

Phillips, F.M., Plummer, M.A. 1996. CHLOE: A program for interpreting in-situ cosmogenic nuclide data for surface exposure dating and erosion studies. Radiocarbon 38, 98-99.

SOBRE LA INEXISTENCIA DE PERMAFROST EN LAS CUMBRES DE SIERRA NEVADA

About the inexistence of permafrost in the high lands of Sierra Nevada

A. Gómez Ortiz[1], F. Salvador Franch[1], M. Oliva[2], M. Salvà[1], D. Palacios[3], L.M. Tanarro[3] y L. Schulte[1]

1 Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional. Universidad de Barcelona
2 Instituto de Geografia e Ordenamento do Território. Universidade de Lisboa
3 Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física. Universidad Complutense de Madrid

Abstract: In this study we introduce the longest record for soil temperatures in a high massif of southern Europe, Sierra Nevada (Spain). Soil temperatures were monitored from 2002 to 2013 at depths down to 60 m. According to these data, no permafrost conditions are found in the highest lands of Sierra Nevada. Mean temperatures range from 2.3 to 3.2ºC in the first 60 m depth. Snow cover plays a major role controlling the significant interannual and intrannual variations of soil temperatures recorded in the most superficial loggers.

Palabras clave: picacho del Veleta, Sierra Nevada, termometría del suelo, *permafrost*.
Key words: Veleta peak, Sierra Nevada, soil temperatures, permafrost.

1. INTRODUCCION

En el año 2000, en el marco del proyecto *Permafrost and Climate Change in Europa (PACE),* se realizaron una serie de perforaciones decamétricas en diferentes macizos a lo largo de un transecto que unía Svalbard (78ºN) con Sierra Nevada (37ºN). La finalidad de ellas era detectar la existencia o no de *permafrost* y, al tiempo, hacer un seguimiento de las condiciones climáticas del interior del suelo. En Sierra Nevada se realizaron dos perforaciones. Una, en el picacho del Veleta, en sustrato, a 3.380 m de altitud y alcanzó 114,5 m. La segunda se realizó en la base del circo del Corral del Veleta, a 3.150 m de altitud, en material detrítico de bloques y clastos de grueso calibre alcanzándose una profundidad de 1,5 m.

El objetivo de esta comunicación es mostrar los resultados referidos a la perforación del picacho del Veleta, en particular a las condiciones y evolución climática del suelo. Acerca de los resultados del Corral del Veleta ya se ha dado detalle de ellos (p.e. Gómez Ortiz et al., 1999, 2001, 2012a; Salvador et al., 2011).

2. SINGULARIDAD GEOGRÁFICA DEL PICACHO DEL VELETA

El picacho del Veleta (3.398 m) es un monolito rocoso que sobresale del nivel de cumbres de Sierra Nevada, en su extremo occidental. Durante los periodos glaciares cuaternarios debió actuar a manera de *hörn* presidiendo los sistemas glaciares del Guarnón, Dílar-Monachil, Veleta y Valdeinfierno, según datación cosmogénica (32,1 ka BP, Gómez Ortiz et al., 2012b) (Figura1).



Fig. 1. Cara norte del picacho del Veleta.
North slope of the Veleta peak.

Labrado en series de micaesquistos y cuarcitas mantiene un desnivel vertical superior a los 300

m en su cara norte, en contraposición con aquel otro menos acusado de su cara oeste. La morfología que presenta refleja una combinación de acción glaciar pasada y periglaciar reciente y actual. En tal sentido, destacan en cumbres grietas y pasillos de descompresión glaciar abiertos en sustrato así como cúmulos de bloques y lajas plurimétricas (p.e. Lastrones del Veleta).

3. MATERIALES Y METODOLOGIA

La perforación del picacho del Veleta se realizó a 3.380 m de altitud y a 75 m del tajo de la cara norte que preside el Corral del Veleta. El sustrato perforado fue de micaesquistos feldespáticos y grafitosos y la profundidad alcanzada de 114,5 m. El vacio de la perforación se entubó con PVC donde se dispuso una cadena de sensores de temperatura autónomos tipo *datalogger* UTL-1.

En una primera etapa, 2000-2002, el tramo cubierto por ellos alcanzó los 114,5 m de profundidad. En una segunda etapa, a partir de 2002-2003, y por razones técnicas de instrumentación, se han venido controlando los 60 primeros metros de profundidad a partir de 11 sensores.

Este control se ha realizado a intervalos regulares de 2 horas a: 0.2; 0,6; 1,2; 2,6; 4; 7; 10; 13; 15; 20 y 60 m. El periodo de observación analizado abarca desde setiembre de 2002 hasta agosto de 2013. La recogida de información se ha realizado anualmente, durante el mes de agosto. Durante ella los datos acumulados se volcaron y almacenaron en base de datos y, una vez depurados, se han tratado estadísticamente.

4. RESULTADOS

Los datos térmicos del sustrato del picacho del Veleta hasta los 60 m muestran una clara lejanía respecto a los valores cercanos al punto de congelación. Las temperaturas medias anuales para el periodo 2002-2013 son ampliamente positivas en todos los sensores, oscilando éstas entre 2,85 y 2,48ºC (Tabla1).

Si bien la amplitud térmica anual para las temperaturas medias es de menos de 1ºC, el rango de temperaturas extremas en cada sensor denota un comportamiento significativamente diferenciado.

Tabla 1. Temperaturas medias y extremas registradas en cada sensor.
Mean and extreme temperatures at each logger.

Prof. (m)	TMedia	TMáx	TMín
0,2	2,85	16,54	-5,80
0,6	3,24	15,32	-3,15
1,2	3,19	12,34	-0,75
2,6	2,88	8,39	0,15
4	2,57	6,28	0,36
7	2,58	5,25	1,47
10	2,35	5,14	1,70
13	2,30	5,16	1,92
15	2,25	5,24	1,92
20	2,39	5,41	2,15
60	2,48	2,61	2,38

La amplitud térmica es máxima en los sensores más superficiales. Así, en el tramo de los primeros 0,6 m se fija entre 22,3 y 18,4ºC, y decae de forma progresiva en profundidad, siendo prácticamente nula en el sensor emplazado a 60 m, que registra 0,23ºC.

Un primer análisis de los datos evidencia el ritmo estacional de las temperaturas en los sensores más expuestos a las variaciones atmosféricas externas, que son los más superficiales (Figura 2). A pesar de una significativa variabilidad interanual e intraanual en las temperaturas, el congelamiento del suelo muestra un ritmo periódico.

La llegada y propagación hacia el interior del suelo de la onda térmica con valor negativo aparece en el mes de octubre pudiendo permanecer la temperatura con signo negativo hasta finales de primavera o inicios del verano. El espesor del horizonte congelado estacionalmente es muy variable y dependiente de las condiciones climáticas imperantes. Durante el periodo de observación ha fluctuado entre los 30-40 cm y los 2 metros de profundidad. Por debajo de este nivel los valores durante todo el año se mantienen positivos hasta el nivel muestreado que ofrece un valor medio de 2,48ºC.

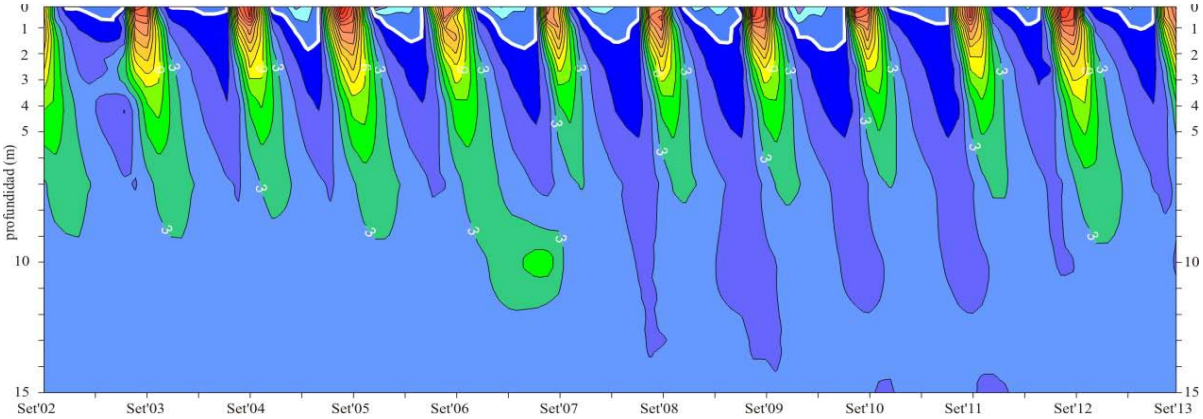


Fig. 2. Evolución de las temperaturas del suelo de setiembre de 2002 a agosto de 2013.
Evolution of soil temperatures from September 2002 to August 2013.

El tránsito hacia valores positivos se opera generalmente entre finales de mayo e inicios de julio y en pocas semanas los primeros decímetros del suelo consolidan temperaturas próximas a los 10ºC. Cuando esto sucede, a 10-15 m se registran los valores térmicos medios más bajos del año, constatándose un lapso de tiempo significativo en recibir el impacto de las oscilaciones térmicas registradas entre los sensores más superficiales y aquellos otros medios y más profundos.

Cabe destacar que las oscilaciones de temperatura se detectan de manera más remarcable hasta los 7-10 m. Resultan más puntuales entre 10 y 15 m y se estabilizan a partir de esta profundidad, donde no se registran variaciones térmicas significativas a nivel estacional (Figura 3).

Entre los inviernos de 2002 a 2007 y los consecutivos, a excepción de 2013 que muestra más similar a los primeros, se detecta un patrón térmico ciertamente diferenciado. De 2008 a 2012 se constata una mayor penetración del frío en el suelo. Valores térmicos de 2ºC alcanzan profundidades de 12-14 m, mientras que en el resto de años estos valores solo se perciben en los sensores hasta los 7 m de profundidad.

5. DISCUSION Y CONCLUSIONES

Los datos térmicos del picacho del Veleta presentados en este estudio complementan otros estudios sobre dinámica de temperaturas ya realizados en diferentes geoformas de las altas cumbres de Sierra Nevada (Gómez Ortiz et al., 1999; Salvador et al., 2011; Oliva et al., 2009; *en prensa*).

Los resultados ponen de manifiesto la inexistencia de condiciones de *permafrost* hoy en día en las más altas cumbres de Sierra Nevada. Se constata un comportamiento diferenciado con respecto a lo que acontece en el fondo de los circos septentrionales más elevados. Por ejemplo, en el adyacente Corral del Veleta, donde se ha atestiguado la existencia de *permafrost* e hielo glaciar relicto bajo espesos paquetes de bloques, herencia del foco glaciar de la Pequeña Edad de Hielo (Gómez Ortiz et al., 2001).

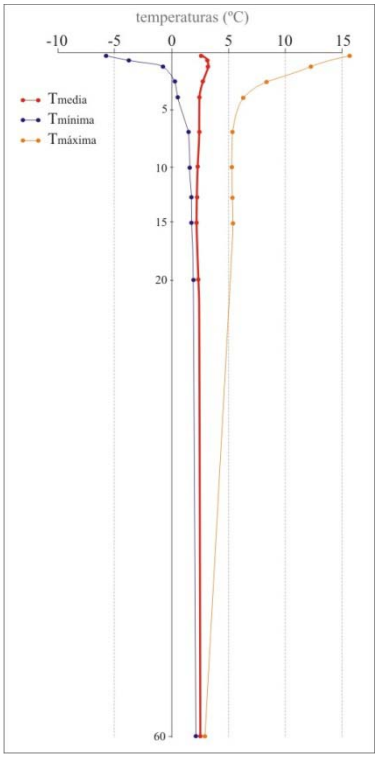


Fig. 3. Temperaturas medias, mínimas y máximas en profundidad en el sondeo del picacho del Veleta.
Mean, minimum and maximum temperatures at depth in the Veleta peak drilling.

La lejanía de los valores térmicos actuales en el suelo (2-3ºC) respecto a los 0ºC sugiere que condiciones de *permafrost* espacialmente extendidas en las altas cumbres de Sierra Nevada probablemente no se han dado durante el Holoceno. Regímenes térmicos de permafrost durante el presente interglaciar debieron de tener un carácter puntual, restando solamente circunscritos a enclaves de topografía favorable, probablemente sólo existentes durante periodos posteriores a la presencia de pequeños aparatos glaciares.

Hoy en día, las temperaturas en el suelo a 3.380 m oscilan entre los 2 y 3ºC de temperatura media en los primeros 60 m de profundidad. Los datos atestiguan una elevada variabilidad internnual e intraanual de las temperaturas del suelo. Como ya se ha observado en anteriores estudios sobre termometría del suelo en este macizo (Oliva et al., 2009; *en prensa*), la nieve debe de jugar un papel clave en este ritmo térmico. De hecho, el comportamiento diferenciado de las temperaturas de los inviernos 2008 a 2012 cabe contextualizarlo en la mayor nivosidad de estos años.

Al contrario de lo que sucede sobre sedimentos en otros enclaves del macizo (Salvador et al., 2011; Oliva et al., *en prensa*) donde la nieve aísla térmicamente el suelo y evita la penetración de la onda térmica fría hacia niveles más profundos, sobre el sustrato rocoso del picacho del Veleta la presencia de un abundante y duradero manto nival contribuye a la penetración de las bajas temperaturas a mayor profundidad.

Para finalizar cabe preguntarse cual debe ser el comportamiento de la temperatura por debajo de los 60 m muestreados, pues de ello sólo tenemos conocimiento puntual que se remonta al año 2001, apenas realizada la perforación. Entonces, a 100 m se registraron 2,2 y 2,3ºC en 2002. A la vista de ello y dada la evolución de la temperatura a 60 m. cabe suponer que en la base del sondeo sus temperaturas actuales no son acordes con la existencia de *permafrost.*

Esta comunicación es una primera aproximación al análisis de los datos térmicos en el picacho del Veleta para el periodo 2002-2013. Posteriores trabajos deberán de complementar y profundizar las tendencias climáticas que se pueden inferir de esta serie de datos de Sierra Nevada, un enclave de especial sensibilidad climática en el contexto de las montañas mediterráneas del sur de Europa.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido amparada por los proyectos de investigación CSO2009-06961 y CSO2012-30681 del Ministerio de Economía y Competitividad. Nuestro agradecimiento a Miguel Ramos Sainz, de la Universidad de Alcalá de Henares, por su valioso cometido durante el inicio del proyecto PACE. Marc Oliva agradece a la AXA Research Fund la concesión de un contrato postdoctoral durante el cual se ha escrito la presente comunicación.

REFERENCIAS

Gómez Ortiz, A., Palacios Estremera, D., Ramos Sainz, M., Schulte, L., Salvador Franch, F. y Tanarro García, LM. 1999. Degradación de permafrost en Sierra Nevada y repercusiones geomorfológicas: el caso del Corral del Veleta. Resultados preliminares. Boletín de la AGE 27, 7-21.

Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Ramos, M., Tanarro García, LM., Schulte, L., y Salvador, F. 2001. Location of Permafrost in Marginal Regions: Corral del Veleta, Sierra Nevada, Spain. Permafrost and Periglacial Processes 12, 93-110.

Gómez Ortiz, A.; Salvador Franch, F.; Sanjsoé Blasco, JJ.; Palacios Estremera, D.; Oliva Franganillo, M.; Salvá Catarineu, M.; Tanarro, LM.; Raso Nadal, JM.; Atkinson, A.; Schulte, L.; Plana Castellví, JA.; Milheiro, B. y Serrano Giné, D. 2012a. Degradación de hielo fósil y permafrost y Cambio climático en Sierra Nevada. Proyectos de Investigación en Parques Nacionales 2008-2011. Organismo Autónomo Parques Nacionales, Madrid, pp. 25-43.

Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Palade, B., Vázquez Selem, L. y Salvador-Franch, F. 2012b. The deglaciation of the Sierra Nevada (Southern Spain). Geomorphology 159-160, 93-105.

Oliva, M.; Schulte, L. y Gómez Ortiz, A. 2009. Morphometry and Late Holocene activity of solifluction landforms in the Sierra Nevada (Southern Spain). Permafrost and Periglacial Processes 20 (4), 369-382.

Oliva, M., Gómez Ortiz, A., Salvà, M. y Salvador, F. (*en prensa*). Present-day solifluction processes in the semiarid range of Sierra Nevada (Spain). Arctic, Antarctic and Alpine Research.

Salvador, F., Gómez, A., Salvà, M. y Palacios, D. 2011. Caracterización térmica de la capa activa de un glaciar rocoso en medio periglaciar de alta montaña Mediterránea. Cuadernos de Investigación Geográfica 37 (2), 25-48.

LA ORGANIZACIÓN ALTITUDINAL DEL PISO PERIGLACIAR DE LA SIERRA DE CEBOLLEDA (CORDILLERA CANTÁBRICA)

Altitudinal organization of periglacial environment of the Sierra de Cebolleda (Cordillera Cantábrica)

M. González[1], E. Serrano[2], M. Gómez[2] y J.J. González[3].

1 Dpto. Geografía, Universidad de Málaga, Ciudad Vergel 118-39300 Torrelavega (Cantabria), mariagon@uma.es.
2 Dpto. Geografía, Universidad de Valladolid
3 Centro Universitario Internacional CIESE-Comillas, Universidad de Cantabria.

Abstract: The Sierra of Cebolleda (2.074 m) is located in the Cantabria Mountains. The periglacial environment is extend from 1450-1500 m approximately, with several landforms, the most outstanding are the inactive rock glaciers. We have made a geomorphological map (E 1:25.000) and landforms inventory to study of periglacial environment. The periglacial environment of Sierra of Cebolleda is characterize by inactive landforms, but some landforms are low activity.

Palabras clave: periglaciar, cartografía geomorfológica, Sierra de Cebolleda.
Key words: periglacial, geomorphological map, Sierra of Cebolleda.

1. INTRODUCCIÓN

La Sierra de Cebolleda se localiza (43º 6´1´´N-4º55´48´´W) entre los dos macizos más elevados de la cordillera Cantábrica, Picos de Europa al norte y Peña Prieta-Montaña Palentina al sur, en la divisoria cantábrica, entre las cuencas del río Cáres y Deva (Cantábrica) y el Elsa (Duero) (Fig. 1). Conforma un cordal de 10 km de longitud superando los 1.700 m de altitud, de orientación N-S y destacan las mayores altitudes de las cumbres de Gildar (2.074 m), Cebolleda (2.054 m) y Gabanceda (2.042 m).
A pesar de las modestas altitudes del conjunto y de unas condiciones oceánicas atenuadas por su localización meridional con respecto a los Picos de Europa, ha permitido la glaciación del macizo durante el Pleistoceno. En la actualidad, el grupo de Cebolleda está completamente deglaciado, quedando impreso sobre el modelado el predominio de las huellas geomorfológicas glaciares y periglaciares. El glaciarismo en este sector ha sido ampliamente estudiado, si bien son menos numerosas las aportaciones referentes al medio periglaciar.
El objetivo de este trabajo es estudiar la organización altitudinal del piso periglaciar a través de la localización y distribución espacial de procesos y formas periglaciares.

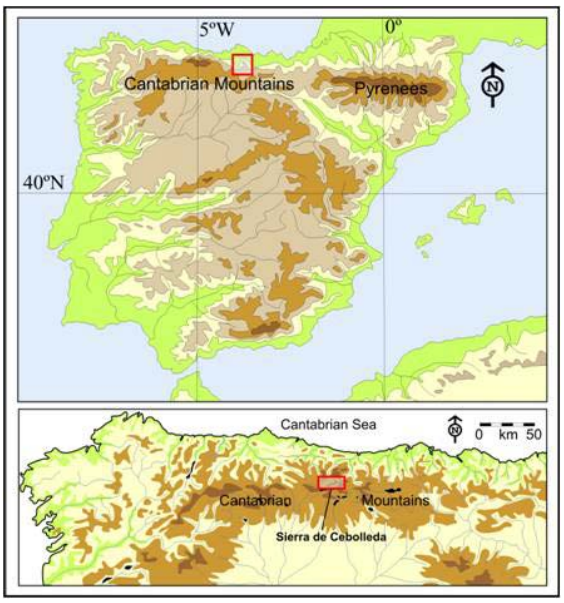


Fig. 1. Localización de la zona de estudio.
Location of estudy area.

2. METODOLOGÍA

Para determinar la distribución altitudinal del medio periglaciar se han estudiado los procesos más significativos, inventariado las principales formas criogénicas y elaborado la

cartografía geomorfológica a escala 1:25.000 de la Sierra de Cebolleda (Fig. 2). De este modo, la cartografía geomorfológica se presenta como la herramienta esencial para el análisis y conocimiento de la distribución altitudinal de los procesos y formas periglaciares existentes en la zona de estudio. El mapa geomorfológico de la Sierra de Cebolleda es abordado a partir de la metodología empleada en trabajos previos en Picos de Europa (González-Trueba, 2007). El mapa se ha elaborado con las bases topográficas del Instituto Geográfico Nacional y del Parque Nacional de Picos de Europa, y se basa en las leyendas de los sistemas cartográficos francés, R.C.P. 77 y del IGUL. A partir del mapa geomorfológico se ha extraído la información periglaciar (Fig. 2), y se ha completado con información fisiográfica, con una leyenda de 28 símbolos clasificados cromáticamente en función de su sistema morfogenético.

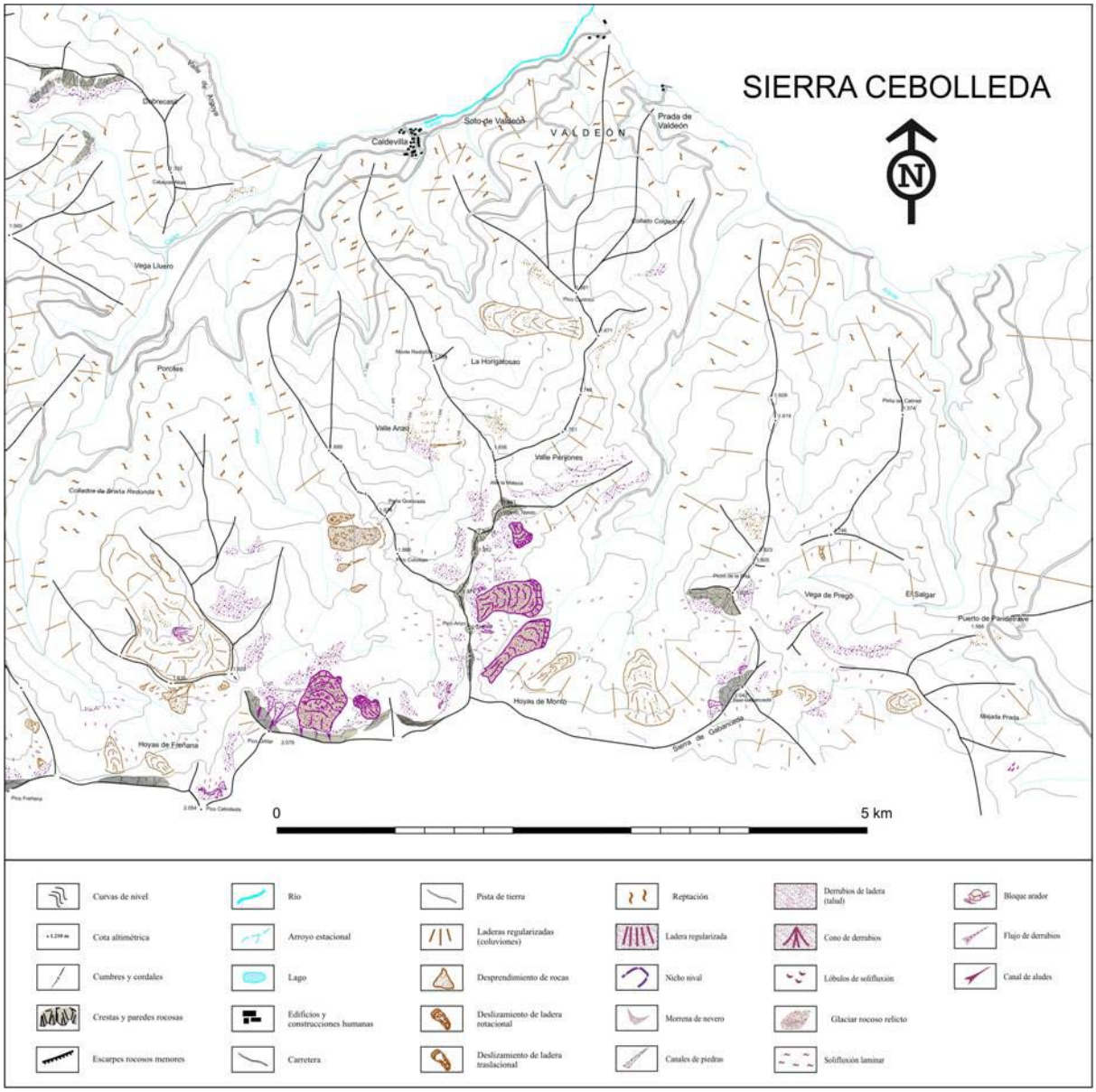


Fig. 2. Mapa de formas periglaciares y de ladera de la Sierra de Cebolleda.
Fig 2. Periglacial and slope landforms map of the Sierra de Cebolleda.

3. RESULTADOS Y CONLUSIÓN

Las formas periglaciares existentes en la Sierra de Cebollera se asocian a cuatro procesos principales: la gelifracción y gravedad, la gelifluxión, la solifluxión y la nivación. Se pueden diferenciar dos tipos dinámicos, las formas activas y las relictas, heredadas de periodos más fríos anteriores. De ellas, las heredadas son las formas más desarrolladas y representadas en la Sierra.

En todas las laderas y hasta el fondo del valle de Valdeón, por debajo de los 1.000 m s.n.m., las laderas muestran una regularización general que genera formas rectilíneas, hoy colonizadas por el bosque y con usos de pradera. Los depósitos coluvionares muestran las huellas del frío, y los atribuimos a periodos fríos coetáneos con la expansión de los glaciares que ocuparon los principales valles de la Sierra de Cebolleda. A cotas más altas se alojan derrubios de ladera inactivos, colonizados por vegetación, que se extienden desde los 1.500 m y cuya génesis hay que atribuirla a la gelifracción en las paredes.



Fig. 3. Localización de glaciares rocosos bajo el pico Arizo (2.015 m)
Location of rock glaciers low Arizo pick (2.015 m).

La forma más representativa de las formas periglaciares heredadas son los glaciares rocosos (Alonso, 1987, Redondo et al., 2010; Pellitero et al., 2011 Serrano et al., 2014). Se han inventariado cinco glaciares rocosos relictos, cuyos frentes se localizan por encima de 1.700 m de altitud (Fig. 3). Los glaciares rocosos de la Sierra de Cebolleda son de grandes dimensiones, entre 130 y 650 m de longitud y 90 y 420 m de ancho. Las características superficiales de estas geoformas, la colonización de vegetación, el derrubiamiento del frente o la erosión de los surcos y arcos, denotan su inactividad. Aunque no existe una datación absoluta para estos glaciares rocosos, las dataciones relativas (Pellitero et al., 2011) señalan una posible edad Tardiglaciar, periodo en el que la Sierra estaba prácticamente deglaciada (Serrano et al., 2014). La presencia de los glaciares rocosos denota que existió para este momento un ambiente con permafrost por encima de los 1.800 m s.n.m. en la vertiente septentrional de la Sierra. A partir del final del Pleistoceno e inicio del Holoceno los procesos y formas periglaciares estarán asociados al hielo estacional y la nivación. El mayor desarrollo de formas periglaciares heredadas se localiza en la vertiente septentrional, acantonadas en las zonas más elevadas, como consecuencia del proceso de deglaciación y de las condiciones climáticas imperantes durante el último período frío, posiblemente Tardiglaciar.

Tabla 1. Características de las principales formas periglaciares.
Tabla 1. Characteristic of the main periglacial landforms.

Formas	Altitud máxima (m)	Altitud mínima (m)	Orientación	Materiales
Nichos de nivación	1.990	1.980	N, NW	Cuarcitas
Morrenas de nevero	1.980	1.970	N, NW, W	Cuarcitas
Soli fluxión	1.400	1.820	N, E, W	Cuarcitas
Bloques aradores	1.730	1.800	N	Cuarcitas
Glaciares rocosos	1.900	1.750	N, NE, NW, SE	Cuarcitas

Las formas activas se acantonan en las porciones más altas de la Sierra, por encima de los 1.500-1.550 m s.n.m. A partir de esta cota existen conos y taludes de derrubios activos, acumulados en canales y al pie de paredes por la acción del hielo-deshielo sobre las paredes cuarcíticas y la gravedad. Estas formas, en las zonas más elevadas, se generan favorecida por la intensa fracturación y la litología cuarcítica, que aporta principalmente grades bloques a los taludes y conos.

Los procesos solifluidales, representados como lóbulos de solifluxión y solifluxión laminar se asocian principalmente a la elevada disponibilidad hídrica de esta montaña atlántica de transición, a la fusión nival que aporta agua hasta bien entrado el verano, y a los ciclos de hielo-deshielo otoñales y primaverales, que

soportan movimientos puntuales como los de los bloques aradores. Las terracillas, lóbulos de solifluxión y bloques aradores asociados a esta dinámica son activos desde 1.450-1.500 m s.n.m., si bien no es descartable que a pesar de la buena conservación de las formas y su posible actividad puntual, sean procesos hoy prácticamente inactivos heredados de periodos muy recientes.

Tabla 2. Glaciares rocosos relictos de la Sierra de Cebolleda
Table 2. Relict rock glaciers in the Sierra de Cebolleda.

Nombre	Altitud (m)		Long. (m)	Anchura (m)	**Orient.**
	Frente	Raíz			
Montó 1	1680	1800	505	162	**NE**
Montó 2	1590	1850	750	300	**NE**
Montó 3	1690	1740	135	90	**SE**
Horcada Cable	1690	1890	650	420	**N**
Verdes de Cable	**1820**	**1920**	**290**	**156**	**NW**

Las formas nivales se alojan a mayor altitud, siempre por encima de 1.800 m (Tabla 1) y en laderas o bajo paredes orientadas al norte. Estas formas de nivación están representadas por pequeños nichos de nivación y morrenas de nevero al pie de las laderas y paredes, y las cumbres más elevadas de la Sierra (Cebolleda, Montó y Gabanceda). Su presencia denota una actividad nival derivada de la sobreacumulación de nieve y su fusión tardía, propio de una montaña atlántica con unas precipitaciones mayores de 1200 mm a^{-1} (Allende, 2008). En las paredes son características también los canales de aludes que sobrealimentan de nieve a las porciones más bajas.

La solifluxión y la nivación se localizan en orientaciones favorables, umbrías, con sobreacumulación nival y elevada disponibilidad hídrica, pero en todos los casos muestran una actividad muy atenuada, acorde a las características ambientales actuales.

Si las formas periglaciares de distinto tipo se extienden desde el valle hasta las cumbres, las formas mejor conservadas sólo se localizan a partir de los 1.450-1.500 m s.n.m., señalan la existencia de un piso periglaciar muy marginal y donde los procesos de hielo-deshielo y la nivación muestran actividad actual, aunque moderada. Sólo a partir de los 1.700 m, para las pedreras activas, y los 1.800 m para la nivación, los procesos son más eficaces y en los últimos 2.000-2.070 m existe un ambiente morfogenético ligado al hielo (ciclos de hielo deshielo) y a la nieve. En todo el conjunto se aprecia una disimetría N-S de los procesos y formas criogénicas, tanto heredados como actuales, como consecuencia de la disposición morfoestructural de la Sierra y el intenso contraste climático entre las laderas septentrionales y meridionales.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte de los proyectos OAPN-053/2010 y CGL-2010-19729 y se ha realizado en colaboración con el Parque Nacional Picos de Europa.

BIBLIOGRAFÍA

Allende, F. 2008. Una aproximación a la caracterización climática de un sector de la montaña central cantábrica. Estudios Geográficos, 265: 357-383.

Alonso, E. 1987. Huellas del glaciarismo cuaternario en las cabeceras del río Esla. Vertiente sur de la Cordillera Cantábrica (León). Cuaternario y Geomorfología, 1, 45-59.

González Trueba, J.J. 2007. Geomorfología del macizo central del parque nacional de los Picos de Europa. OAPN, Madrid.

Pellitero, R., Serrano, E., González-Trueba, J.J. 2011. Glaciares rocosos del sector central de la Montaña Cantábrica: indicadores paleoambientales. Cuadernos de Investigación Geográfica, 37:119-144.

Redondo, J.M., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B., Santos, J. 2010. Los glaciares rocosos de la Cordillera Ibérica. Universidad de León, León.

Serrano, E., Gómez-Lende, M., González-Trueba, J.J., González-García, M. 2014. Glaciarismo en la divisoria cantábrica: La evolución del glaciarismo Cuaternario en la Sierra de Cebolleda (León). Estudios Geográficos, en prensa.

EFECTOS DE LA ANTROPIZACIÓN SOBRE EL LAGO BÖECKELLA (PENÍNSULA ANTÁRTICA)

Effects of anthropization on Böeckella Lake. (Antarctic Peninsula)

L. Moreno[1], A. Silva Busso[2,3], P. Scravaglieri[3], E. Ermolin[4], J.J. Durán[1], J. López-Martínez[5]

1 Instituto Geológico y Minero de España. IGME C/Ríos Rosas 23. 28003 Madrid l.moreno@igme.es
2 Instituto Nacional del Agua. Argentina
3 Universidad de Buenos Aires. Argentina
4 Instituto Antártico Argentino. Argentina
5 Universidad Autónoma de Madrid

Abstract: Böeckella Lake is located on a plain composed of moraine deposits at the foot of Mount Flora, near Hope Bay (northern Antarctic Peninsula). It is a thermokarst lake very sensitive to human activities. The results of thermokarst and thermo-erosion processes are evident in the area around the lake. In fact, settlements of up to 8 meters thick caused by thermo-erosion processes have been measured. The environmental sensitivity of the area is strongly conditioned by the presence of masses of buried ice, the degree of ground saturation with ice in coastal deposits, the influence of surface and suprapermafrost water flow in the dam area and the talik layer modifications. Böeckella Lake has been the source of fresh water for the Argentinean Esperanza Base for more than 30 years. With the aim of assuring water supply to the base, a reservoir was built and the volume of water in Böeckella Lake increased. As a consequence of the reservoir failure in summer 2010, the former Böeckella Lake turned into a system of five ponds that behave differently of each other. In this work the reasons and consequences of the mentioned event are discussed.

Palabras clave: Lago Böeckella, antropización, permafrost
Key words: Böeckella Lake, anthropization, permafrost

1. INTRODUCCIÓN. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

Bahía Esperanza (Fig. 1) se halla en la región norte de la Península Antártica (63° 24’ S; 56° 59’ W). El área descubierta de hielo, alcanza en la zona una extensión de alrededor de 3,5 km^2. Desde el punto de vista criológico se trata de una zona de permafrost continuo con temperaturas de suelo en profundidad no menores a –3.5°C y un espesor medio del horizonte de rocas congeladas que se sitúa entre los 80 y los 100 m (Ermolin y Silva Busso, 2007). El Lago Böeckella (Fig. 2) se encuentra situado en la parte central de la planicie glacial, al pie del Monte Flora. Originalmente, fue un lago glaciar (Corte, 1962) con probable origen termokárstico desarrollado entre los depósitos morrénicos de fondo que en el mapa geomorfológico de la zona Nozal et al. (2010) describen como “Bloques y cantos angulosos, matriz areno-limosa Morrena de fondo; estadío IV”.

La zona de Bahía Esperanza, incluido el Lago Böeckella y su entorno inmediato, constituye una de las mayores zonas de anidamiento del pingüino de Adelia (*Pygoscelis adeliae*), con más de 100.000 parejas nidificantes.

El área del Lago Böeckella está afectada por procesos de termokarst y termoerosión. La estructura de la zona superior del permafrost desarrollado en los depósitos glaciares circundantes se caracteriza por la presencia de

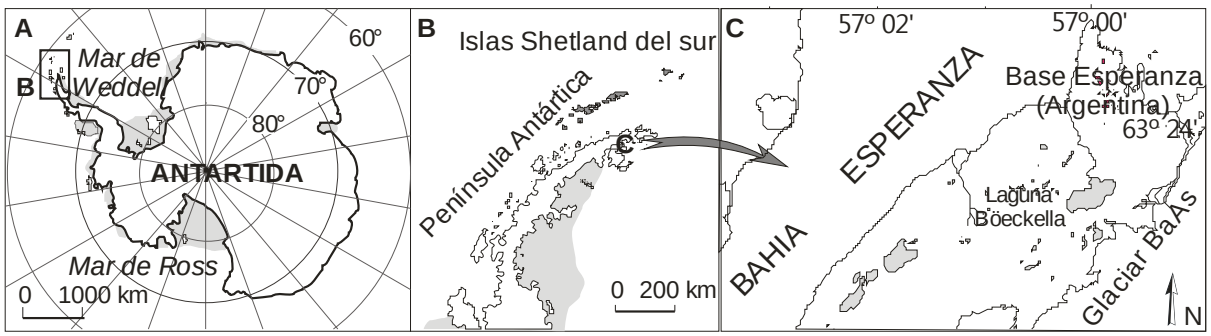


Fig. 1. Localización geográfica de la zona de estudio. Bahía Esperanza y Lago Böeckella.
Map of the study area. Hope Bay and Böeckella Lake.

grandes masas de hielos enterrados relacionado con los últimos estadios de glaciación cuaternaria (Ermolin y Silva Busso, 2007).

La saturación del hielo subterráneo de los depósitos costeros, la influencia del flujo de las aguas superficiales y suprapermafrost en la zona de la presa y la transformación del área del talik son los aspectos geo-criogénicos que determinan la sensibilidad del medio ambiente en esta zona. El espesor de asentamiento por deshielo afectado por el proceso de termoerosión cerca del lago, estimado por Ermolin y Silva Busso (2007) alcanza los 8 metros de espesor.

2. ACTUACIONES Y CAMBIOS OCURRIDOS

En condiciones naturales, el lago se recarga por precipitación directa sobre su superficie, por aportes superficiales directos del glaciar Buenos Aires durante los periodos de deshielo, por flujo subsuperficial o subterráneo del glaciar Buenos Aires a través de los depósitos fluvioglaciares situados en el flanco sur-este y por aportes de las morrenas situadas al sur-oeste. Por su parte las fuentes de descarga son: la evaporación directa en verano y ablación de nieve y hielo en invierno así como el flujo subterráneo a través del flanco norte, que alimenta el arroyo Böeckella. Cuando se encontraba funcional el embalse y el lago alcanzaba determinada cota, gran parte del desagüe directo al arroyo se producía por vertido sobre la coronación del embalse.

El Lago Böeckella, constituyó durante décadas el principal suministro de agua potable para la cercana base de Bahía Esperanza. Dada la falta de garantía de suministro, se desarrollaron diversas actuaciones sobre el lago, intentando aumentar el volumen de agua almacenada. Como consecuencia se produjo una notable modificación de la morfología del lago e incluso de su funcionamiento hidrogeológico y geocriológico local (Fig. 3).



Fig. 2 Aspecto del Lago Böeckella en verano de 2009.
Böeckella Lake appearance. Summer 2009.

Entre las mencionadas actuaciones, la más relevante fue la construcción de un embalse en el cauce, ubicado en el flanco norte, en la zona en la que se situaba el desagüe natural de la estructura hacia el arroyo Böeckella. Al modificar el volumen de agua almacenado en el lago, se produjo de forma consecuente (Redozubov, 1966) la extensión del Talik asociado al mismo, aumentando con ello significativamente su extensión espacial. Se han desestabilizado las pendientes de los flancos del lago, que antes del llenado del vaso, mantenían su integridad gracias a la existencia de un núcleo helado próximo a los taludes.

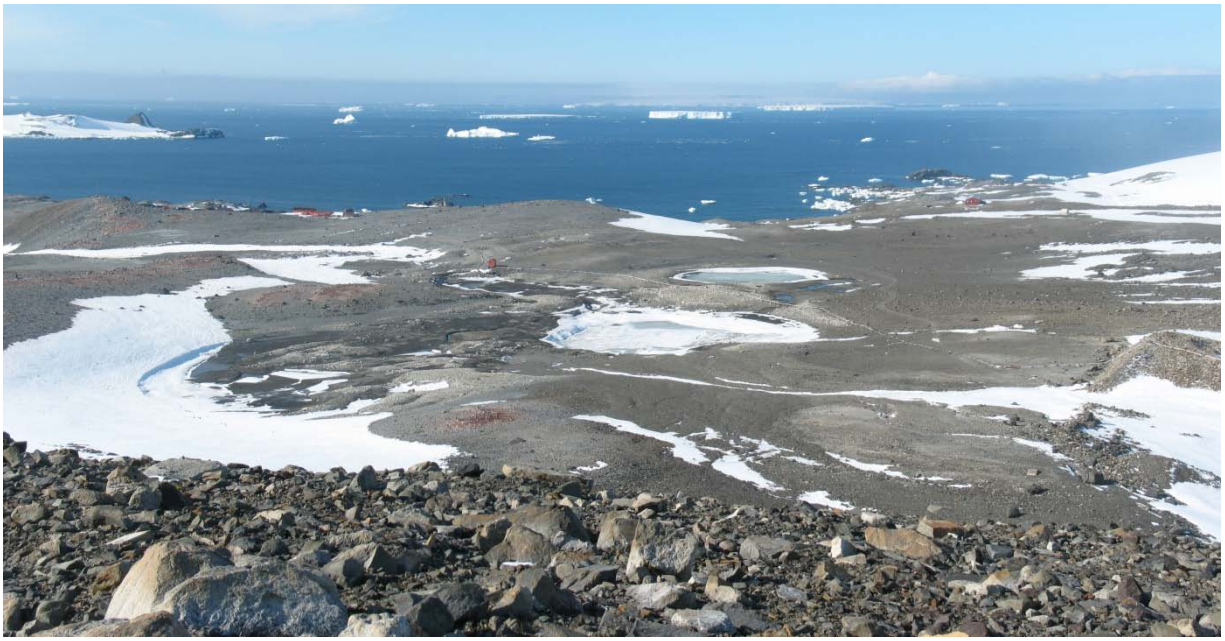


Fig. 3. Aspecto actual del Lago Böeckella tras el desmoronamiento del flanco norte. Se observa claramente como cada uno de los depocentros del lago se ha convertido en una pequeña laguna.
Lake Böeckella current appearance after the collapse of the northern flank. It clearly shows how each of the depocenters has become a small pond.

Debilitados los flancos, en el verano de 2007, después de un periodo especialmente cálido que provocó un proceso de deshielo anormalmente intenso se aceleraron los procesos de termoerosión en su base (Ermolin y Silva Busso, 2007), llevando al colapso del flanco norte, a lo largo de una extensión aproximada de 700 metros (comunicación oral). Incluso el proceso de ablación se potenció debido al efecto pantalla que induce el espejo de agua.

La rotura de un frente tan extenso tuvo como consecuencia, que en solo una noche, el nivel del agua del embalse descendiera en más de tres metros. Los procesos descritos se vieron notablemente agravados debido a la extracción de áridos en algunas zonas del barranco, que facilitaban la termoerosión producida por el agua subterránea al circular al pie del mismo.
Por otra parte, la exposición de laderas con elevado contenido de hielo agrava este proceso de descongelamiento y consecuente circulación de aguas subterráneas, de esta manera se acelera aún más el citado retroceso.

Nunca se realizó un estudio geotécnico. En un principio se construyó un presa de hormigón de escasos 2 metros, (Fig. 4) luego recrecida con materiales sueltos extraídos de los flancos hasta los 4 metros. Para evitar la inestabilidad del sistema y los fuertes procesos de erosión se instaló un conjunto de termopilas (Ermolin, 2005) que debieran favorecer el desarrollo de permafrost; la obra no se terminó y la erosión en las laderas por vertido sobre la coronación y la erosión basal por erosión de la cimentación continuaron activas, esta última incluso en invierno.



Fig. 4. Vista del flanco norte del lago, y restos de las obras de represamiento.
View of the lake north flank.. and remains of the dammed works.

En la actualidad, la cota a partir de la cual se inicial el desagüe a través del arroyo Böeckella ha disminuido en más de 4 metros, funcionando

ahora no como un cuerpo de agua único, sino como cinco pequeñas lagunas interconectadas. Las lagunas se han asentado por procesos de termokarst local, desencadenado al aumentar la cota de embalse original e impedir el desarrollo de permafrost. Como consecuencia, las "nuevas" lagunas poseen depocentros más profundos y laderas escarpadas, debidas al asentamiento, cambiando con ello, no solo el funcionamiento hidrológico del lago sino también sus características eco-ambientales.

Desde un punto de vista ambiental, el principal impacto, observable a simple vista, ha sido la destrucción de parte de la pingüinera situada en la margen izquierda del arroyo Böeckella (Fig. 5). En la actualidad, la pingüinera sufre un intenso proceso de erosión activa, incrementándose el ya notable retroceso (Ermolin y Silva Busso 2007). Además se ha observado la aparición e intenso desarrollo de grietas que a corto plazo, tendrán como consecuencia un retroceso aún mayor de la zona de anidamiento de los pingüinos.



Fig. 5. Desarrollo de grietas en la zona de la pingüinera próxima al lago.
Cracks development in the rockery area next to the lake.

3. CONCLUSIONES

El caso del Lago Böeckella es un buen ejemplo de cómo acciones aparentemente de poca entidad, como aumentar la capacidad de embalse de un pequeño lago, puede tener graves consecuencias en sistemas naturales frágiles como son los dependientes de la integridad de las secciones superiores del permafrost. El proceso, desencadenado por el vaciado del lago, es irreversible y lo único que queda es esperar a que se llegue a una nueva situación de equilibrio y aprender de las consecuencias para evitar situaciones similares.

AGRADECIMIENTOS

Esta publicación es consecuencia de los trabajos realizados en el marco del proyecto CTM2011-26372 financiado por el Plan Nacional de I+D+I. Además ha contado con financiación por parte del Gobierno Argentino a través del proyectos PICTO.

REFERENCIAS

Corte, A, 1962. Algas de agua dulce en lagos semicongelados de Bahía Esperanza, Península Antártica. Contribución Instituto Antártico Argentino, 69, 1-38.

Ermolin, E. 2005. Dique en Permafrost antártico con Termosifones de Convección Liquida (Lago Boeckella, Bahía Esperanza). Revista de laAsociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería y Ambiente, 21, 1-23.

Ermolin, E. y Silva Busso, A. 2007. Desarrollo de Termokarst y Aguas Subterráneas en Bahía Esperanza, Península Antártica. Actas del VI° Simposio Argentino y III° Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas CD-ROM. Resumen Expandido, GEORE808, 4pp.

Nozal, F., Martín-Serrano, A., Montes, M. y Del Valle, R. 2010. Mapa Geomorfológico de Bahía Esperanza; escala 1:10.000.Serie Cartográfica Geocientífica Antártica IGME-IAA. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino

Redozubov, D. 1966. Geotermicheskiy metod issledovania tolsch merzluj porod. (Método geotérmico de las investigaciones del permafrost). Moscú, Nauka, 112.

LA DEGLACIACIÓN HOLOCENA DE LA PENÍNSULA BYERS (ISLA LIVINGSTON, ANTÁRTIDA MARÍTIMA) A PARTIR DE LA DATACIÓN DE SEDIMENTOS LACUSTRES

The Holocene deglaciation of Byers Peninsula (Livingston Island, maritime Antarctica) inferred from dating of lake sediment records

M. Oliva[1], D. Antoniades[2], S. Giralt[3], I. Granados[4], M. Toro[5], S. Pla-Rabes[6,7] y G. Vieira[1]

1 Centro de Estudos Geográficos / IGOT, Universidade de Lisboa, Alameda da Universidade, 1600-214, Lisboa, Portugal, oliva_marc@yahoo.com
2 Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Montevideo, Uruguay
3 Institute of Earth Sciences Jaume Almera (CSIC), Barcelona, Spain
4 Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama, Centro de Investigación y Gestión, Madrid, Spain
5 Centro de Estudios Hidrográficos (CEDEX), Madrid, Spain
6 Centre d'Estudis Avançats de Blanes (CSIC-CEAB), Blanes, Spain
7 Centre de Recerca Ecològica i Aplicacions Forestals (CREAF), Bellaterra, Spain

Abstract: In this paper we introduce new radiocarbon dates for three lacustrine sedimentary records from Byers Peninsula (Livingston Island), the largest ice-free area in maritime Antarctica. The preliminary chronology for the formation of Chester, Escondido and Cerro Negro lakes suggests that the central area of Byers Peninsula remained ice-free probably during the Mid-Holocene, while the western part of the peninsula was already deglaciated in the Early Holocene. Although the eastern part of the Byers Peninsula is considered to have been deglaciated more recently, our results from Lake Cerro Negro suggest its formation in the Early Holocene, and thus that Cerro Negro may have functioned as a nunatak lake since that time.

Palabras clave: Península Byers, Antártida marítima, deglaciación, sedimentos lacustres, dataciones ^{14}C.
Key words: Byers Peninsula, Maritime Antarctica, deglaciation, lake sediments, ^{14}C dating.

1. INTRODUCCIÓN

La contracción del gran inlandsis antártico desde el Ultimo Máximo Glacial ha dejado al descubierto apenas un 0,4% de la superficie terrestre en este continente. A partir del estudio de sedimentos marinos, evidencias geomorfológicas y dataciones cosmogénicas se apunta a un máximo de hielo en torno a 20 ka BP (Bentley et al., 2006; Hodgson et al., 2012). Desde entonces, y muy particularmente desde el Holoceno inferior, se ha detectado una disminución del volumen de agua retenido en forma sólida en este continente. La deglaciación holocena ha acontecido en las áreas con temperaturas medias negativas más próximas al punto de fusión, particularmente en la Península Antártica (Bentley et al., 2009; Simms et al., 2011; Mulvaney et al., 2012). En las islas que circundan el extremo septentrional de la península, como es el caso de las Shetland del Sur, el aumento de temperaturas experimentado durante el Holoceno ha retraído la Línea de Equilibrio Glaciar en los domos glaciares que cubren la mayor parte de este archipiélago hacia posiciones más elevadas. Ello ha inducido notables repercusiones geomorfológicas en los márgenes de estas islas (Watcham et al. 2011), como ha sucedido en la península de Byers, en el extremo occidental de la isla Livingston: aparición de áreas libres de hielo, emersión de tierras por procesos isostáticos, extensión del permafrost y formación de lagos en cubetas de sobreexcavación y depresiones obturadas por morrenas.

El objetivo de esta comunicación es introducir una primera aproximación a la cronología de la deglaciación en Byers a partir de las dataciones de las bases de las secuencias sedimentarias lacustres obtenidas durante la campaña de noviembre de 2012.

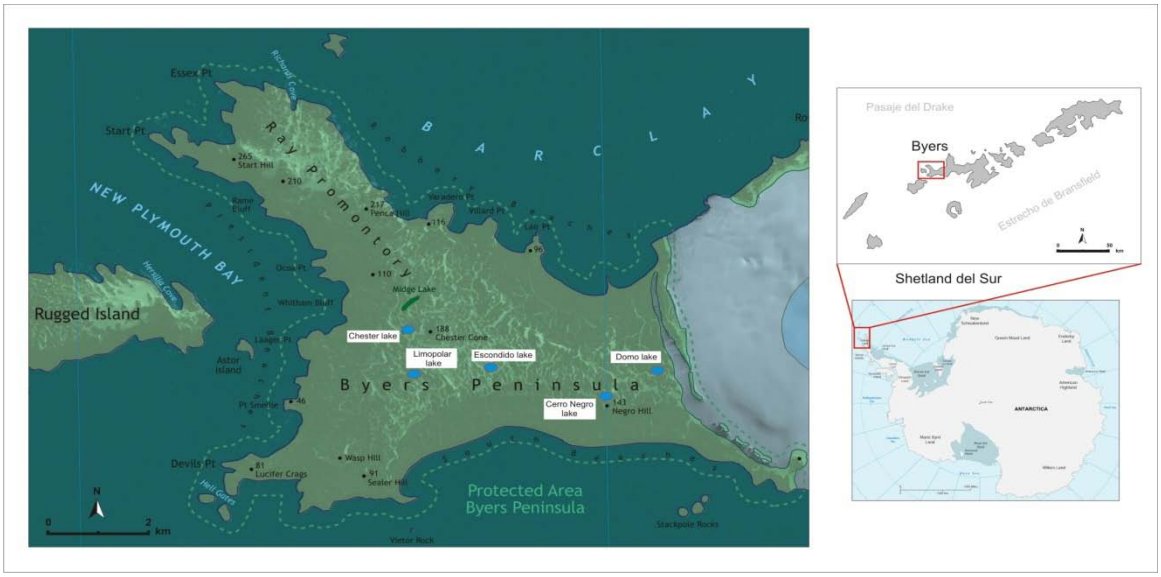


Fig. 1. Distribución geográfica de los lagos en estudio en la península de Byers y su localización en el contexto regional.
Geographical distribution of the study lakes in Byers Peninsula and its location within the regional setting.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La península de Byers constituye el área libre de hielo que se extiende en el extremo occidental de la isla Livingston (Fig. 1). La superficie deglaciada alcanza una extensión de unos 60 km^2, constituyendo así la mayor área sin hielo de las Shetland del Sur. Las condiciones climáticas se corresponden con un clima polar oceánico. Para el periodo 2002-2010, a una cota de 70 m snm, la temperatura media anual ha sido de -2,8ºC (Bañón et al., 2013). Las precipitaciones en este archipiélago muestran una elevada irregularidad espacial, oscilando entre los 500 y 800 mm anuales (Bañón et al., 2013).

El relieve se estructura a partir de un altiplano central, cuya erosión ha conformado las extensas playas que se distribuyen en los márgenes de la península. El sustrato, de composición mayoritariamente basáltica, está muy alterado por la meteorización física del roquedo. Los procesos periglaciares son muy activos, destacando la abundancia de geoformas vinculadas a la crioturbación (suelos estriados, círculos de piedras). La cobertura vegetal es escasa (básicamente líquenes y musgos), limitada a las terrazas marinas holocenas y a sectores de topografía deprimida bien surtidos de agua. El retroceso de las masas glaciares en Byers ha propiciado la retención de agua en numerosos lagos permanentes y lagunas temporales (Toro et al., 2007). La datación de los sedimentos más antiguos de lagos emplazados en el sector occidental de la península sugiere su formación durante el Holoceno inferior (Björck et al., 1996; Toro et al, 2013).

3. MATERIALES Y MÉTODOS

Durante la campaña de campo de noviembre de 2012 se recuperó el registro sedimentario completo de cuatro lagos: Chester, Escondido, Cerro Negro y Domo (Fig. 1). Los testigos sedimentarios fueron extraídos mediante el uso de un sondeador de pistón UWITEC montado en un trípode, el cual fue anclado sobre una capa de hielo de 80-100 cm de espesor que recubría los lagos aun durante esas fechas. Se empleó un sondeador de gravedad UWITEC para recuperar la interfase agua-sedimento sin perturbar. Los diferentes sondeos recuperados en un mismo lago se han correlacionado entre ellos usando criterios litológicos.

Las muestras datadas radiocarbónicamente corresponden siempre a musgos subacuáticos ya que éstos han demostrado ser el material óptimo para construir modelos de edad robustos y fiables (Toro et al., 2013). Los macrorrestos vegetales fueron datados mediante acelerador de espectrometría de masa (AMS); las muestras fueron preparadas en el laboratorio de radiocronología de la Universidad de Laval (Canadá) y analizadas en el laboratorio de AMS de la Universidad de California Irvine. Las edades radiocarbónicas

fueron calibradas mediante el programa Calib 7.0 y la curva de calibración SHCal13 (Hogg et al., 2013). En la tabla 1 se sintetizan las dataciones obtenidas para los tres primeros lagos. El testigo del lago Domo no contenía sedimentos orgánicos susceptibles de ser datados por ^{14}C, por lo que, hasta la fecha, no se puede aportar más información respecto a la edad de su formación.

4. RESULTADOS

La correlación litológica de los tres testigos obtenidos para el lago Chester permitió construir un sondeo compuesto y obtener así la secuencia sedimentaria completa de este lago. La base sedimentaria del lago Chester corresponde al testigo CH12/08-01 y la muestra próxima a la base aportó una edad de 5120 ± 75 años cal BP.

Tabla 1. Dataciones ^{14}C de los testigos en cada lago.
Table 1. ^{14}C dates of the cores from each lake.

Lagos	Testigo	Prof (cm)	^{14}C BP	cal BP
Chester	CH12/05-01G	22	1125±15	960±30
	CH12/05-01G	30	1140	1006±50
	CH12/05-01G	51	3665±20	3910±75
	CH12/04-01	20	3670±15	3910±70
	CH12/08-01	5	3685±20	3920±70
	CH12/08-01	125	4575±20	5120±75
Escondido	ES12/03-02	10	1605±15	1455±70
	ES12/03-02	22	2010±15	1905±40
	ES12/03-02	43	2600±20	2715±30
	ES12/03-02	64	3630±15	3880±55
	ES12/03-02	131	3765±15	4040±65
	ES12/03-02	142	4600±20	5120±70
Cerro Negro	CN12/03-01G	9	1855±15	1755±65
	CN12/03-01G	37	2690±15	2760±25
	CN12/03-01G	46	3010±20	3110±110

Para el lago Escondido, localizado en una posición central respecto al conjunto de Byers, todas las dataciones se realizaron sobre el mismo testigo ES12/03-02. Las dataciones ofrecen una secuenciación cronológica escalonada entre los 1455 ± 70 años cal BP a 10 cm de profundidad y los 5120 ± 70 años cal BP en la base, a 142 cm.

En cambio, la datación de la base del registro de Cerro Negro por ^{14}C no fue posible debido a la inexistencia de materia orgánica en la base del testigo CN12/03-01G. Sólo se pudo datar restos de fragmentos vegetales a 46 cm de profundidad, que aportaron una edad de 3110 ± 110 años cal BP. La base del testigo está a 119 cm, lo que hace presuponer que el lago tenga una edad significativamente más antigua.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El calendario de deglaciación de los enclaves libres de hielo de las islas Shetland del Sur tiene repercusiones directas en la distribución de la vegetación, procesos geomorfológicos dominantes, distribución del permafrost (Vieira et al., 2010) y procesos isostáticos locales (Watcham et al., 2011).

Las primeras dataciones realizadas sobre los sedimentos de Chester, Escondido y Cerro Negro complementan a las ya existentes para el lago Limnopolar, donde la base ha sido datada en 8,3 ka cal BP (Toro et al., 2013). Por lo tanto, se constata que la deglaciación de Byers es un proceso de edad holocena. No obstante, estos datos aun preliminares apuntan a una cronología sensiblemente diferente en función de la situación geográfica de los lagos en Byers. Estas dataciones sugieren que, más que en un retroceso gradual del domo glaciar Rotch hacia el este durante el Holoceno, cabe pensar en la presencia de otros focos glaciares de menor extensión, que, presumiblemente, encogerían o aumentarían de volumen en función de las condiciones climáticas imperantes.

Es significativo el hecho de que la base de los testigos de los lagos Chester y Escondido muestren la misma edad (5,1 ka cal BP), pero con una diferencia cronológica de 3.200 años BP respecto la base del testigo del lago Limnopolar (Toro et al., 2013), a pesar de estar a una distancia de tan sólo 1 y 3 km respectivamente. En Cerro Negro, desde la base del testigo a 120 cm hasta los 46 cm de profundidad, la presencia de sedimentos minerales y la ausencia de musgos sugieren la prevalencia de unas condiciones no favorables al desarrollo de musgos subacuáticos. La proyección de las tasas de sedimentación obtenidas para la parte superior del registro

hasta la base conllevaría que su formación se remontaría al Holoceno inferior (~8 ka BP). Su posición elevada respecto al altiplano central induce a considerar que Cerro Negro funcionó como un lago nunatak durante milenios: mientras la masa glaciar aun ocuparía el sector central de la península de Byers, el enclave de Cerro Negro permanecería deglaciado. Durante esta fase, el lago podría permanecer más tiempo congelado, dificultando la penetración de la radiación y la bioproductividad lacustre. A pie de lago, elevado también respecto a la plataforma central de Byers, destaca la existencia de una generación de ríos de bloques decimétricos (block streams) inactiva que también parece sugerir la prevalencia de un largo periodo con dominancia de procesos periglaciares más intensos que en la actualidad, vinculados a fases pasadas más frías.

Estos datos aún preliminares se complementarán con los resultados derivados de diferentes técnicas de datación (Pb^{210}, OSL-TL, tefrocronología, paleomagnetismo) aun en curso que permitirán afinar la cronología ambiental postglaciar en la península de Byers.

Agradecimientos

Esta comunicación ha sido amparada por el proyecto de investigación HOLOANTAR (*Holocene environmental change in the Maritime Antarctic. Interactions between permafrost and the lacustrine environment)* y Programa Polar Portugués de la Fundação para a Ciência e a Tecnologia de Portugal. El primer autor agradece a AXA Research Fund la concesión de un contrato postdoctoral de investigación. Se agradece el apoyo logístico del Programa Antártico Brasileño, que facilitó el acceso y estancia en el área de estudio.

REFERENCIAS

Bañón, M., Justel, A., Velázquez, D., Quesada, A. 2013. Regional weather survey on Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland, Antarctica. Antarctic Science 25, 146-156.

Bentley, M.J., Fogwill, C.J., Kubik, P.W. & Sugden, D.E. 2006. Geomorphological evidence and cosmogenic $^{10}Be/^{26}A1$ exposure ages for the Last Glacial Maximum and deglaciation of the Antarctic Peninsula Ice Sheet. Geological Society of America Bulletin 118, 1149-1159.

Bentley, M.J., Hodgson, D., Smith, J., O Cofaigh, C., Domack, E., Larter, R., Roberts, S., Brachfeld, S., Leventer, A., Hjort, C., Hillenbrand, C., Evans, J. 2009. Mechanisms of Holocene paleoenvironmental change in the Antarctic Peninsula region. The Holocene 19, 51-69.

Björk, S., Hjort, C., Ingólfsson, Ó. Zale, R., Ising, J. 1996. Holocene deglaciation chronology from lake sediments. In: López-Martínez et al. (Eds.): Geomorphological map of Byers Peninsula,. British Antarctic Survey, Sheet 5A, 49 - 51.

Hodgson, D.A., Bentley, M.J., Schnabel, C., Cziferszky, A. 2012. Glacial geomorphology and cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al exposure ages in the northern Dufek Massif, Weddell Sea embayment, Antarctica. Antarctic Science 24, 377-394.

Hogg, A, Q Hua, P Blackwell, M Niu, C Buck, T Guilderson, T Heaton, J Palmer, P Reimer, R Reimer, C Turney, S Zimmerman, 2013. SHCal13 Southern Hemisphere Calibration, 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon 55(4):1889–1903.

Mulvaney, R., Abram, N.J., Gagan, M.K., Hindmarsh, R.C.A., Arrowsmith, C. Fleet, L., Triest, J., Sime, L.C., Alemaney, O., Foord, S. 2012. Recent Antarctic Peninsula warming relative to Holocene climate and ice-shelf history. Nature 489, 141-144.

Simms, A.R., Milliken, K,T. Anderson, J,B., Wellner, J. 2011. The marine record of deglaciation of the South Shetland Islands, Antarctica since the last glacial maximum. Quaternary Science Reviews 30,13-14.

Toro, M., Camacho, A., Rochera, C., Rico, E., Bañón, M., Fernández-Valiente, E., Marco, E., Justel, A., Avendaño, M.C., Ariosa, Y., Vincent, W.F., Quesada, A. 2007. Limnological characteristics of the freshwater ecosystems of Byers Peninsula, Livingston Island, in maritime Antarctica. Polar Biology 30, 635-649.

Toro, M. Granados, I., Pla, S., Giralt, S., Antoniades, D., Galan, L., Cortizas, A.M., Lim, H.S., Appleby, P.G. 2013. Chronostratigraphy of the sedimentary record of Limnopolar Lake, Byers Peninsula, Livingston Island, Antarctica. Antarctic Science 25 (2), 198-212.

Vieira, G., Bockheim, J., Guglielmin,M., Balks,M., Abramov, A.A., Boelhouwers, J., Cannone, N., Ganzert, L., Gilichinsky, D., Goryachkin, S., López-Martínez, J., Ramos,M., Schaefer, C., Serrano, E., Simas, F., Sletten, R.,Wagner, D. 2010. Thermal state of permafrost and active-layer monitoring in the Antarctic: advances during the international polar year 2007–2008. Permafrost and Periglacial Processes 21, 182–197.

Watcham, E.P., Bentley, M.J., Hodgson, D.A., Roberts, S.J., Fretwell, P.T., Lloyd, J.M., Larter, R.D., Whitehouse, P.L., Leng, M.J., Monien, P., Moreton, S.G. 2011. A new relative sea level curve for the South Shetland Islands, Antarctica. Quaternary Science Reviews 30, 3152-3170.

PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS EN PUNTA ELEFANTE (ISLA LIVINGSTON, ANTÁRTIDA)

Geomorphological processes in Elephant Point (Livingston island, Antarctica)

M. Oliva[1] y J. Ruiz Fernández[2]

1 Centro de Estudos Geográficos - IGOT, Universidade de Lisboa, Alameda da Universidade, 1600-214, Lisboa, Portugal, oliva_marc@yahoo.com
2 Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo

Abstract: Elephant Point constitutes an ice-free area in the SW corner of Livingston Island (Maritime Antarctica) where periglacial processes are dominant. From the glacier to the coast four geomorphological areas were identified: proglacial environment, moraine complex, bedrock plateaus and marine terraces. According to our measurements of the depth of the frozen ground and field observations permafrost conditions are widespread, almost down to sea level.

Palabras clave: Punta Elefante, Antártida marítima, geomorfología, suelo congelado.
Key words: Elephant Point, Maritime Antarctica, geomorphology, frozen ground.

1. INTRODUCCIÓN

Apenas el 0,4% de la superficie de la Antártida permanece libre de hielo. Entre los espacios deglaciados están numerosos enclaves litorales del archipiélago de las Shetland del Sur. La dinámica ambiental en estas áreas está condicionada por la presencia de permafrost esporádico o discontinuo hasta 20-40 m de altura, siendo continuo a partir de estas cotas (Serrano et al., 2008; Vieira et al., 2010). En este archipiélago la actividad periglaciar es muy activa, con una amplia representatividad de procesos y geoformas.

La mayoría de los enclaves libres de hielo de las islas que circundan el norte de la Península Antártica han sido objeto de una detallada cartografía geomorfológica (López-Martínez et al., 1996, 2012; Serrano y López-Martínez, 1997; López-Martínez y Serrano, 2002; Guglielmin et al., 2008). Los escasos ambientes no cartografiados desde un punto de vista geomorfológico se localizan en las zonas de más difícil acceso.

En este sentido, durante la campaña de trabajo de campo de enero de 2014 se ha realizado una estancia en Punta Elefante, un sector libre de hielo cercano a la península de Byers, en la isla Livingston (Shetland del Sur). En esta comunicación se presenta un estudio geomorfológico de este enclave.

2. ÁREA DE ESTUDIO

Punta Elefante es un sector de escasamente 1 km^2 de extensión situado en el apéndice suroccidental de la isla Livingston. Concretamente, se localiza 3 km al este del extremo más oriental de la península de Byers, que constituye una de las mayores áreas libres de hielo de este archipiélago (Fig. 1).

Las condiciones climáticas en el extremo oeste de Livingston se caracterizan por unas temperaturas más frías y unas condiciones más ventosas que en el resto de islas. Para la cercana zona de Byers la temperatura media anual a 70 m s.n.m. para el periodo 2002-2010 ha sido de -2,8ºC (Bañón et al., 2013). Las precipitaciones en este archipiélago oscilan entre los 500 y 800 mm anuales.

La litología de Punta Elefante se compone básicamente de basaltos, que están fuertemente meteorizados. En las islas Shetland del Sur el ecosistema terrestre de las áreas deglaciadas está muy condicionado por la presencia de permafrost y por procesos periglaciares muy activos hasta la costa. La vegetación es exigua y pobre en especies, muy dependiente de la topografía y la presencia de fauna (especialmente avifauna). En los sectores costeros libres de hielo más resguardados de los vientos dominantes aparecen tapetes de musgos y líquenes, y también formaciones compuestas

por las escasas especies de plantas vasculares capaces de sobrevivir en estos ambientes.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

La campaña de campo sobre la que se sustenta este trabajo se llevó a cabo en enero de 2014. La cartografía geomórfológica de campo se desarrolló sobre la imagen de satélite de febrero de 2010 de Google Earth. Se realizaron también mediciones de capa activa con una sonda metálica de 1 m de largo. Para determinar la profundidad a la que aparece el suelo congelado, ésta se insirió en 48 puntos a lo largo de tres transectos que se distribuyen desde el glaciar hasta la costa (Fig. 1).

4. RESULTADOS

4.1. Geomorfología

El reconocimiento de campo ha permitido identificar hasta cuatro grandes áreas en base a criterios geomorfológicos (Fig. 1):

- Área proglaciar. El retroceso reciente del domo glaciar Rotch ha dejado al descubierto un área expuesta entre el arco morrénico más interno de la morrena principal y el frente glaciar actual. En el sector central de este espacio se localiza un *plateau* responsable de la organización de la escorrentía superficial, que discurre hacia los márgenes este y oeste de Punta Elefante perpendicularmente. En la parte occidental del área proglaciar cabe destacar la presencia de *kettle holes* como consecuencia del retroceso glaciar en este sector de relieve suave.
- Morrena. Se extiende de oeste a este de la península a lo largo de 1 km, con una altura que oscila entre 20 y 50 m. Está formada por una secuencia de arcos que se apoyan sobre resaltes rocosos. Sus sedimentos están siendo intensamente retrabajados por procesos como la crioturbación (formación de mudboils, suelos ordenados), así como por movimientos en masa de carácter lento (solifluxión) y rápido (*mudflows*), especialmente en la ladera septentrional de la morrena. Por el contrario, en vertiente sur destaca la existencia de morrenas de *nevé* al pie de los neveros de fusión tardía, más duraderos y extensos que en la norte. En el arco externo de la morrena se han encontrado huesos de ballena insertos en el material morrénico y abundante presencia de cantos rodados. Durante la campaña de campo se ha observado cómo las cicatrices de los deslizamientos generados en la morrena a favor de la capa activa, han puesto al descubierto el permafrost, en ocasiones incluso a cotas de solo 5 m s.n.m., al lado de la línea de costa actual.
- Promontorios rocosos. Se alzan hasta cotas de 30-50 m. Son espacios intensamente usados por la avifauna, lo que ha dado lugar a la formación de suelos ornitogénicos. Estos suelos, con un elevado contenido de materia orgánica, llegan a alcanzar espesores de 30-40 cm, favoreciendo la proliferación de una densa cubierta de musgos. En otros sectores en cambio los suelos están recubiertos mayoritariamente por líquenes. Por otro lado, en ciertos enclaves aparecen formaciones superficiales con abundancia de finos, que originan suelos estriados y círculos de piedras. Finalmente, se constata la existencia de algunos bloques y afloramientos rocosos con pulido glaciar.
- Terrazas marinas y playa actual. Se han identificado un total de 5 niveles de terrazas marinas con alturas de 2, 3, 5, 7 y 10 m s.n.m. En los niveles superiores la horizontalidad de los mismos favorece la retención de aguas de fusión, lo que origina lagunas semipermanentes. En las dos terrazas más altas destaca la efectividad de la crioturbación, con abundantes ejemplos de *mudboils* y círculos de piedras. También cabe mencionar la existencia de un tómbolo en el extremo suroriental de la península, generado sobre el nivel de terraza marina más reciente, así como otro actualmente en formación que enlaza con el anterior, y un tercero también incipiente en la bahía más occidental (Fig. 1).

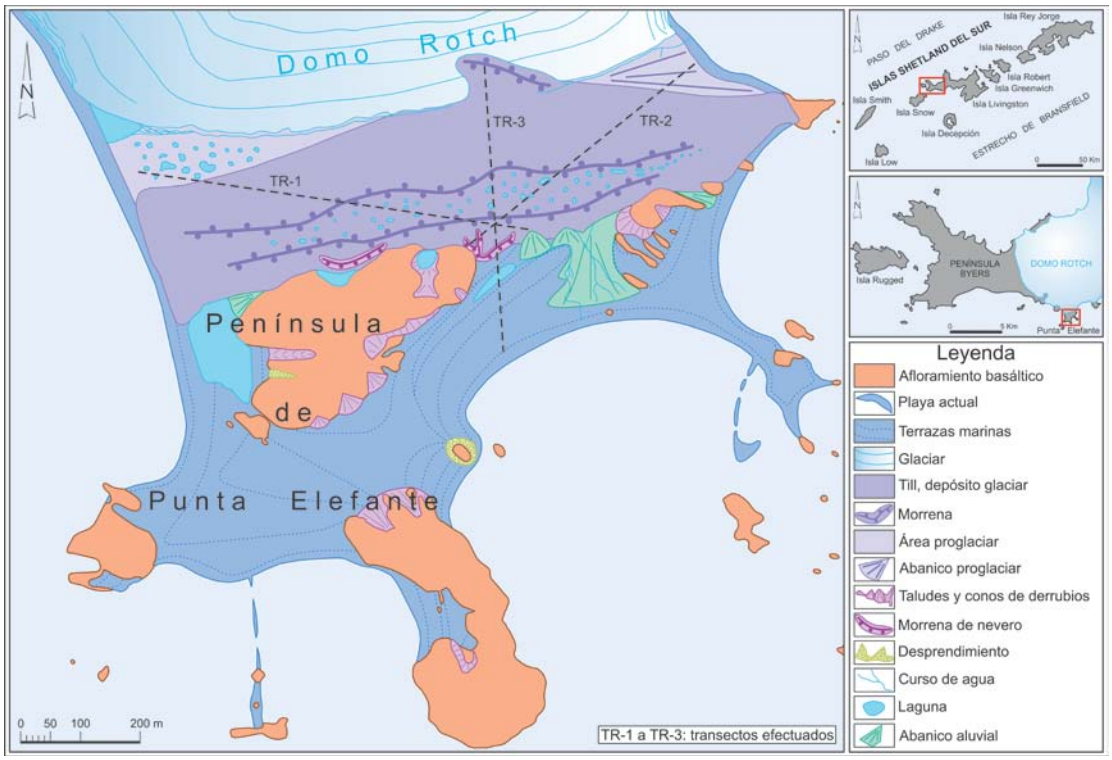


Fig. 1. Esquema geomorfológico y localización del área de estudio.
Fig. 1. Geomorphological sketch and location of the study area.

4.2. Suelo congelado

Las mediciones de la profundidad a la que el suelo se encontraba congelado se hicieron a finales de un año nivoso en las islas Shetland del Sur, lo que pospuso la fusión estacional. Este hecho dificulta concluir si se trata de la profundidad de la capa activa en ese preciso momento o si por el contrario se refieren a la profundidad del suelo helado estacional. Las mediciones han reportado una media de 57,5 cm. Las mayores profundidades se han detectado en las crestas de la morrena y en las zonas más bajas, a escasos metros de la línea de costa (Tabla 1).

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis geomorfológico que se ha llevado a cabo en Punta Elefante ha constatado la amplia representatividad de los procesos y geoformas periglaciares en toda la península. La morrena frontal del domo Rotch que atraviesa Punta Elefante de este a oeste, estructura las unidades de relieve de la península. La potencia vertical de la morrena, así como su organización en numerosos arcos, insinúan que su formación se debe a distintos pulsos, con diferentes fases de estabilización en su retroceso. El avance glaciar que generó el arco más externo debió de desmantelar las terrazas marinas más antiguas, a juzgar por la presencia de cantos rodados y huesos de ballena en las zonas más elevadas del cordón morrénico más meridional.

Tabla 1. Profundidad del suelo helado en cada transectos (cm).
Table 1. Depth of the frozen ground in each transect (cm).

	Puntos	Media	Máx	Mín
Transecto 1	20	55,9	92	25
Transecto 2	13	65,3	95	45
Transecto 3	15	47,4	82	22
Total	48	57,5	95	22

A pesar de la reciente tendencia a una deceleración en la pérdida de masa de los glaciares en la isla Livingston, su retroceso durante las décadas pasadas ha sido muy significativo (Navarro *et al*., 2013). La zona recientemente deglaciada en Punta Elefante tiene un dinamismo geomorfológico muy activo, con una continua removilización de material. Esta dinámica es muy efectiva en periodos con temperaturas elevadas y días de lluvia. Las cicatrices de los deslizamientos

dejan al descubierto la presencia de permafrost casi hasta el nivel de mar. Ello, junto a las evidencias de presencia de suelo congelado en el conjunto de la península, induce a considerar la amplia extensión espacial del permafrost. Al igual que sucede en otros sectores de las Shetland del Sur, si bien su existencia en los sectores de menor altitud puede ser marginal o discontinua, conforme se gana cota las condiciones de permafrost son generalizadas (Serrano et al., 2008; Viera et al., 2010).

El sector de menor altitud, en el margen meridional de la morrena, fue deglaciado con anterioridad. La secuencia de niveles de terrazas marinas presente en Punta Elefante ha sido identificada también en otros enclaves de las Shetland del Sur (Bentley *et al*., 2005; López-Martínez *et al*., 2012). Los estudios geocronológicos sugieren que la formación de los niveles más elevados corresponde al Holoceno inferior, mientras que las playas levantadas emplazadas a menor cota se desarrollaron durante el Holoceno superior (Watcham *et al*., 2011). El grado de desarrollo de las geoformas periglaciares vinculadas a la crioturbación es también indicativo de una génesis cronológicamente anterior de los niveles marinos superiores.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación HOLOANTAR (*Holocene environmental change in the Maritime Antarctic. Interactions between permafrost and the lacustrine environment)* y el Programa Polar Portugués (PROPOLAR) de la Fundação para a Ciência e a Tecnologia de Portugal. A su vez, se agradece el inestimable apoyo de los Programas antárticos de Brasil y Chile, que han facilitado la logística de la campaña. El primer autor agradece a AXA Research Fund la concesión de un contrato postdoctoral de investigación.

REFERENCIAS

Bañón, M., Justel, A., Velázquez, D., Quesada, A. 2013. Regional weather survey on Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica. Antarctic Science 25, 146-156.

Bentley, M.J., Hodgson, D.A., Smith, J.A. y Cox, N.J. 2005. Relative sea level curves for the South Shetland Islands and Marguerite Bay, Antarctic Peninsula. Quaternary Sci. Rev. 24, 1203-1216.

Guglielmin, M., Boschi, D., D'Agata, C., Ellis-Evans, C., Worland, M.R. 2008. Periglacial and permafrost map of Signy Island, South Orkneys Islands, Maritime Antarctica. En Kane, D.L., Hinkel, K.M. (Eds.): Proceedings of 9th International Conference on Permafrost. University of Alaska Fairbanks, Alaska, USA, vol. 1, 569 – 574.

López-Martínez, J., Martínez de Pisón, E., Serrano, E., Arche, A. 1996. Geomorphological map of Byers Peninsula, Livingston Island. BAS Geomap Series, Sheet 5-A. British Antarctic Survey, Cambridge.

López-Martínez, J., Serrano, E. Schmid, T., Mink, S., Linés, C. 2012. Periglacial processes and landforms in the South Shetland Islands (northern Antarctic Peninsula region). Geomorphology 155, 62-79.

López-Martínez, J. y Serrano, E. 2002. Geomorphology of Deception Island. En López-Martínez, J., Smellie, J.L., Thomson, J.W., Thomson, M.R.A. (Eds.): Geology and Geomorphology of Deception Island. BAS Geomap Series, Sheets 6-A and 6-B. British Antarctic Survey, Cambridge, pp. 31–39.

Navarro, F., Jonsell, U., Corcuera, M.I., Martín Español, A. 2013. Decelerated mass loss of Hurd and Johnsons Glaciers, Livingston Island, Antarctic Peninsula. Journal of Glaciology 59 (213), 115-128.

Serrano, E., López-Martínez, J., Cuchí, J.A., Durán, J.J., Mink, S., Navas, A. 2008. Permafrost in the South Shetland Islands (Maritime Antarctica): spatial distribution pattern. En Kane, D.L., Hinkel, K.M. (Eds.): Proceedings of 9th International Conference on Permafrost. University of Alaska Fairbanks, Alaska, USA, vol. 2, 1621–1625.

Serrano, E. y López-Martínez, J. 1997. Geomorfología de la Península Coppermine, Isla Robert, islas Shetland del Sur, Antártida. Serie Científica INACH 47, 19-29.

Vieira, G., Bockheim, J., Guglielmin, M., Balks, M., Abramov, A.A., Boelhouwers, J., Cannone, N., Ganzert, L., Gilichinsky, D., Goryachkin, S., López-Martínez, J., Raffi, R., Ramos, M., Schaefer, C., Serrano, E., Simas, F., Sletten, R., Wagner, D. 2010. Thermal state of permafrost and active-layer monitoring in the Antarctic: advances during the international polar year 2007–2008. Permafrost and Periglacial Processes 21, 182–197.

Watcham, E.P., Bentley, M.J., Hodgson, D.A., Roberts, S.J., Fretwell, P.T., Lloyd, J.M., Larter, R.D., Whitehouse, P.L., Leng, M.J., Monien, P., Moreton, S.G. 2011. A new relative sea level curve for the South Shetland Islands, Antarctica. Quaternary Science Reviews 30, 3152-3170.

USO DE PALEOGLACIARES PARA LA RECONSTRUCCIÓN DEL CLIMA DURANTE EL DRYAS RECIENTE EN EUROPA.

Climate reconstruction during Younger Dryas in Europe after palaeoglaciers reconstruction.

Ramón Pellitero[1], Brice R. Rea[2], Matteo Spagnolo[2], Jostein Bakke[3], Philip D. Hughes[4], Susan Ivy-Ochs[5], Sven Lukas[6], Hans Renssen[7] y Adriano Ribolini[8]

1 Department of Geography and Environment. School of Geosciences. University of Aberdeen. St Mary's, Elphinstone Road. AB24 3UF. Reino Unido. Email: r.pellitero-ondicol@abdn.ac.uk
2 Department of Geography and Environment. School of Geosciences. University of Aberdeen.
3 Department of Earth Science. University of Bergen, Norway.
4 Geography, School of Environment and Development. University of Manchester.
5 Insitut für Teilchenphysik, ETH-Höggerberg, Zürich, Switzerland.
6 Department of Geography. Queen Mary University of London.
7 Department of Earth Sciences, Faculty of Earth and Life Sciences, VU University Amsterdam, Netherlands.
8 Department of Earth Sciences. University of Pisa, Italy.

Abstract: The Younger Dryas climatic event meant an abrupt cooling in Europe between 12,900 and 11,700 years BP, after a general climate amelioration trend since approximately 16,000 years BP. As a consequence glaciers grew all over Europe, although much more neatly in NW Europe. A project of climate modelling during Younger Dryas after palaeoglaciers reconstruction is presented. We intend to describe the ELA shift from N to S and W to E at the main ranges across Europe by using published and dated moraines records, from which palaeoglacier surface will be recovered and ELA calculated. The final intention is to get reliable temperature-precipitation data from the shift of ELA and include it into palaeoclimatic models of this event. Works in the Iberian Peninsula will initially focus on the Cantabrian Range, where Younger Dryas has not been dated yet.

Palabras clave: Dryas Reciente, clima, Europa, ELA, paleoglaciares
Key words: Younger Dryas, climate, Europe, ELA, palaeoglaciers

1. INTRODUCCIÓN

El evento conocido como Dryas Reciente tuvo lugar entre 12.900 y 11.700 años BP, y consistió en un abrupto enfriamiento del clima durante un contexto de calentamiento global desde el Último Máximo Glaciar. Este evento parece tener relación con la interrupción de la circulación termohalina y de la Corriente del Golfo, posiblemente por la irrupción de gran cantidad de agua dulce desde los mantos de hielo de Laurentia (actualmente centro y Norte de Canadá).

A pesar de su singularidad como ejemplo de cambio climático abrupto reciente, y su decisivo impacto en el paso de una cultura cazadora-recolectora a una agrícola organizada en asentamientos estables en Oriente Medio, no hay suficiente conocimiento en la sincronía, velocidad y variabilidad regional de este evento en Europa, en especial el gradiente de temperaturas N-S y de precipitaciones W-E.

La ELA (Línea de Equilibrio Glaciar) marca la posición de un glaciar en el que la ablación y acumulación son iguales a lo largo de un año. En dicho punto hay una relación de igualdad teórica entre la precipitación y la acumulación. La altitud de la ELA puede ser utilizada para reconstruir climas pasados si conseguimos definir la superficie de un paleoglaciar y datarlo mediante el estudio de sus formas y depósitos.

Este proyecto busca describir el clima del Dryas Reciente en Europa reconstruyendo la geometría de los glaciares del Dryas Reciente y su ELA siguiendo una metodología estandarizada. Las dataciones publicadas serán recalibradas de acuerdo a criterios comunes (por ejemplo revisión del cálculo de edad en función de distintos ratios de producción para las dataciones por cosmogénicos). Los

resultados servirán para calibrar modelos paleoclimáticos transitorios ya elaborados y para generar otros nuevos.

Al estar focalizado en Europa se han identificado las distintas áreas glaciadas durante el Dryas Reciente en el continente (Fig. 1). La estrategia de selección de glaciares es masiva, es decir, reconstruir tantos como sea posible para obtener una población representativa de cada área, la cual además supere las desviaciones de la ELA regional que se producen en glaciares orientados a barlovento/sotavento de las precipitaciones, en solana o umbría, sobrealimentados por aludes o cubiertos por derrubios. De la base de datos también se van a eliminar los campos de hielo y glaciares de plataforma de grandes dimensiones, ya que estos tienen una dinámica retardada de respuesta ante los cambios climáticos.

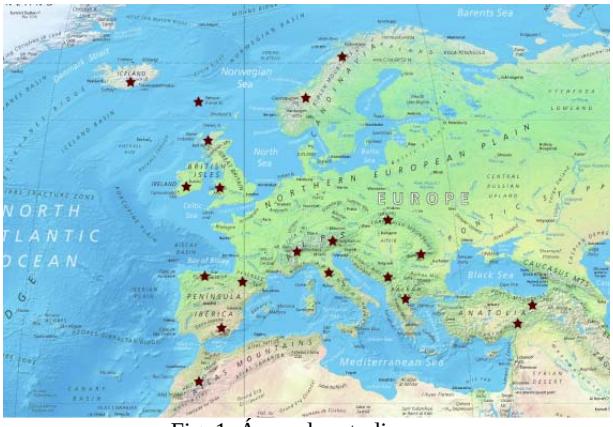


Fig. 1. Áreas de estudio.
Fig. 1. Study areas.

El Dryas Reciente se tradujo en la Península Ibérica en un ambiente frío y predominantemente seco en (Morales Molino y García Antón, 2014). Ello conllevó un avance glaciar que no es conocido en detalle. Los datos publicados ofrecen dudas por la escasez de dataciones. En Pirineos las dataciones se reducen al Noguera Pallaresa (Pallas et al., 2006). En la Cantábrica no existen en absoluto y en la Cordillera Central y el Sur existen dataciones pero estas no están relacionadas con formas de acumulación sino con superficies de abrasión glaciar (Palacios et al., 2012) o glaciares rocosos (Gómez Ortiz et al., 2012).

El objetivo final es observar como afectó de manera diferencial el Dryas Reciente al clima europeo, en especial los contrastes entre el N (campo de hielo de Escandinavia, campo de hielo de Escocia) y las áreas mediterráneas, así como del W con el E, desde la Península Ibérica hasta los Urales. Se espera poder reconstruir la circulación de la NAO a partir de las variaciones de la ELA dentro de la citada fase.

2. METODOLOGIA

Para poder abarcar el tratamiento de gran cantidad de datos, se ha creado una base de datos de glaciares durante el Dryas Reciente. Esta base de datos relaciona cada glaciar con formas de relieve, estas con dataciones publicadas y estas con información metodológica que garantice la fiabilidad de la datación. La cartografía se relaciona con la base de datos a través de un campo común en la hoja de formas de relieve.

Otro requisito es contar con una metodología lo más ágil posible de cálculo de ELA a partir de formas de relieve, principalmente morrenas. Para ello se han diseñado herramientas GIS específicas.

- Reconstrucción automática de glaciares a partir de morrenas finales, siguiendo el método de Benn y Hulton (2010), que a su vez se basa en la mecánica de flujo de glaciares descrita por Nye (1952).
- Calculo automático de ELAs con el método AAR y AABR a partir de la superficie del glaciar (Osmatson, 2005).

Una vez conseguida la ELA para un paleoglaciar determinado, y relacionada esta con una datación, se aplica la correlación entre ablación (temperatura estival) y acumulación (precipitación invernal), que ha sido descrita por Ohmura et al. (1992) y refinada en el modelo de grado-día por Braithwaite (2008). Con esta relación se conseguirá que, conociendo la temperatura otro proxy paleoclimáticos, fundamentalmente artrópodos, ya que su estudio permite reconstruir la temperatura estival (Coope y Rose, 2008).

Se pretende utilizar en la medida de lo posible datos publicados, pero en ciertos macizos la disponibilidad de trabajos de reconstrucción glaciar y datación fiable son escasos. En dichos casos se asume la necesidad de realizar esos trabajos. En el caso de la Península Ibérica se

van a realizar dataciones por cosmogénicos en la Cordillera Cantábrica, así como una cartografía de las morrenas formadas durante el Tardiglaciar, a la espera de que los resultados determinen si dichos glaciares se formaron durante el Dryas Reciente o el evento Heinrich 1.

Finalmente tanto los datos de la ELA como la reconstrucción de precipitaciones serán integrados en el modelo climático de Renssen et al. (2001), que hasta ahora carecían de datos independientes de precipitaciones (Fig. 2). Este modelo está basado en los mismos algoritmos de predicción meteorológica, y realiza experimentos temporales en los que se eliminan del modelo los resultados atípicos, mientras que los resultados lógicos generan nuevos experimentos temporales.

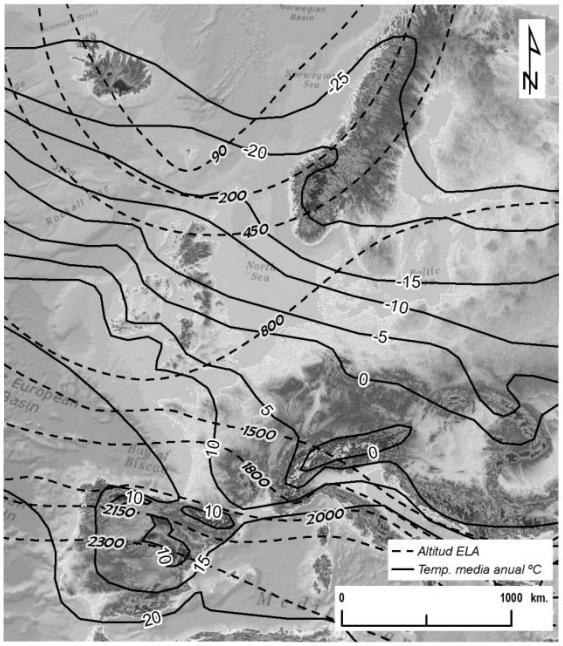


Fig. 2. Temperatura media en Europa durante el Dryas Reciente (Isarin 1997) y ELA regional.
Fig. 2. Average temperatures in Europe during the Younger Dryas (Isarin 1997) and regional ELA.

3. RESULTADOS ESPERADOS

El primer resultado ha de ser un mapa de la extensión de los glaciares durante el Dryas Reciente y uno de ELAs que abarque toda Europa y el N de África. A partir de estos dos proxys, se crearán modelos de temperaturas y precipitaciones en Europa. Finalmente se espera poder reconstruir la deriva del Frente Polar durante todo el evento estudiado. Durante el congreso se mostrarán algunos resultados preliminares así como las herramientas desarrolladas en el tratamiento de la información sobre paleoglaciares.

Agradecimientos
Este trabajo está financiado por el proyecto del Leverhulme Trust (Reino Unido) titulado "Using glacier climate proxies to model the Younger Dryas climate in Europe".

REFERENCIAS

Benn, D.I. y Hulton, N.R.J. 2010. An Excel (TM) spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. Computers & Geosciences 36 (5), 605-610.

Braithwaite, R.J. 2008. Temperature and precipitation climate at the equilibrium-line altitude of glaciers expressed by the degree-day factor for melting snow. Journal of Glaciology 54 (186), 437-444.

Coope, G.R. y Rose, J. 2008. Palaeotemperatures and palaeoenvironments during the Younger Dryas: arthropod evidence from Croftamie at the type area of the Loch Lomond Readvance, and significance for the timing of glacier expansion during the Lateglacial period in Scotland. Scottish Journal of Geology 44, 43-49.

Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Palade, B., Vazquez Selem, L. y Salvador Franch, F. 2012. The deglaciation of the Sierra Nevada (Southern Spain). Geomorphology 159-160, 93-105.

Isarin, R. (1997): The climate in north-western Europe during the Younger Dryas. Drukkerij Elinkwijk b.v., Utrech.

Morales-Molino, C. y García Antón, M. 2014. Vegetation and fire history since the last glacial maximum in an inland area of the western Mediterranean Basin (Northern Iberian Plateau, NW Spain). Quaternary Research 81, 63-77.

Pallás, R., Rodés, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlés, D., Vilaplana, J.M., Masana, E. y Santanach, P. 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from 10Be exposure ages, south-central Pyrenees. Quaternary Science Reviews 25, 2937-2963.

Ohmura, A., Kasser, P.K. y Funk, M. 1992. Climate at the equilibrium line of glaciers. Journal of Glaciology. 38 (130), 397-411.

Osmatson, H. 2005. Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area x Altitude, the Area x Altitude Balance Ratio and the Area x Altitude Balance Index methods and their validation. Quaternary International 138-139, 22-31.

Palacios, D., Andrés, N., Marcos, J. y Vázquez Sélem, L. 2012.Maximum glacial advance and deglaciation of the Pinar Valley (Sierra de Gredos, Central Spain) and its significance in the Mediterranean context. Geomorphology 177-178, 51-61.

Renssen, H., Isarin, R.F.B., Jacob, D., Podzun, R., Vandenberghe, J. (2001). Simulation of the Younger Dryas climate in Europe using a regional climate model nested in an AGCM: preliminary results. Global and Planetary Change, 30, 41-57.

EL GLACIAR DE LA MALADETA (PIRINEOS): EVOLUCIÓN DEL FRENTE Y VARIABILIDAD AMBIENTAL (2010-2013)

The Maladeta Glacier (Pyrenees): Front evolution and environmental variability (2010-2013)

Rico, I. [1], Serrano, E.[2] López Moreno, I.[4], Revuelto, J[4]., Atkinson, A.[3] y Sán José, J.J.[3]

1 Departamento de Geografía Prehistoria y Arqueología. Universidad del País Vasco
2 Departamento de Geografía. Universidad de Valladolid.
3 Departamento de Expresión Gráfica. Escuela Politécnica de Cáceres. Universidad de Extremadura.
4 Dep. Procesos Geoambientales y Cambio Global. Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC.

Abstract: Terrestrial Laser Scaner measurements (TLS) were conducted in the front of the Maladeta Glacier (Maladeta Peak, 3308 m, Pyrenees 42°38′50″N 0°38′22″E) during the summers 2010, 2011, 2012 and 2013. The use of TLS allowed precise measurements of the glacier snout altimetry changes in response to environmental fluctuations. 2010 and 2011 were characterized by high summer temperatures and low winter precipitations and the glacier front responded retreating and thinning noticeably: between 1-2 m in the 2010-2011 period and up to 3-4 m in the 2011-2012 period. The high snow precipitations in 2012-2013 resulted in the accumulation of snow even at the front of the glacier; up to 6 m in some spots. However, snow-free areas in the front continued thinning at 1-1.5 m rate. TLS measurements results show that the glacier front responds annually to climate variability, proving the sensitivity of the Pyrenean glaciers as climate change indicators.

Palabras clave: Glaciología, Cambio Global, Laser Escáner Terrestre, Pirineos
Key words: Glaciology, Global Change, Terrestrial Laser Scanner, Pyrenees

1. INTRODUCCIÓN

Los glaciares de montaña constituyen indicadores clave del cambio global (Houghton et al., 2001). Las masas de hielo de los Pirineos así como del resto de los macizos sur-europeos (Cordillera Cantábrica, Alpes Marítimos, Apeninos y Balcanes) se encuentran en un estado de desequilibrio respecto a las condiciones ambientales, habiendo sufrido un retroceso drástico y acelerado en los últimos 30 años (González Trueba et al., 2010; Grunewald and Scheithauer, 2010).

En la Península Ibérica los glaciares se concentran en los Pirineos donde aún persisten 21 masas heladas ocupando una superficie de 450 ha (González Trueba et al, 2008). Desde el siglo XIX estas masas de hielo han sido estudiadas por numerosos equipos y autores, incluyendo reconstrucciones glaciares, observaciones glaciológicas, estudios de balance de masa y más recientemente mediciones geomáticas (Martínez de Pisón et al., 1997; López Moreno, 2006; Serrano et al., 2002, 2004; López Moreno et al., 2006; Chueca et al., 2007; González Trueba et al., 2008; René, 2012; Sanjosé et al., 2012; Rico et al., 2012). A pesar del aumento de los trabajos glaciológicos existe una gran incertidumbre sobre el estado y la dinámica actual de los glaciares pirenaicos; cambios en superficie, espesores y retroceso. El uso de métodos geomáticos y geofísicos pueden mejorar potencialmente y cuantificar el conocimiento sobre la dinámica glaciar en respuesta a los cambios ambientales (Grunewald y Scheithauer, 2010). El objetivo de este trabajo es comprender la dinámica del glaciar de la Maladeta en respuesta a la variabilidad climática en el periodo 2010-2013.

El glaciar de la Maladeta se encuentra en la vertiente norte del pico Maladeta (3308 m, 42°38′50″N, 0°38′22″E) dentro del Parque

Natural Posets-Maladeta, Aragón (España). Su superficie actual es de 45 ha, siendo el tercero más grande de los Pirineos. Las dimensiones son de 750 m x 700 m, con el frente situado a 2850 m y la zona de acumulación a 3200 m (Fig.1). La evolución glaciar reciente ha sido similar al del resto de los glaciares pirenaicos, con un retroceso discontinuo desde principios del siglo XX hasta 1980 y un retroceso drástico en las últimas tres décadas (Chueca et al., 2007). Los estudios de balance de masa (BM) se han realizado desde los años 90 (Programa ERHIN, Arguello, 2013).

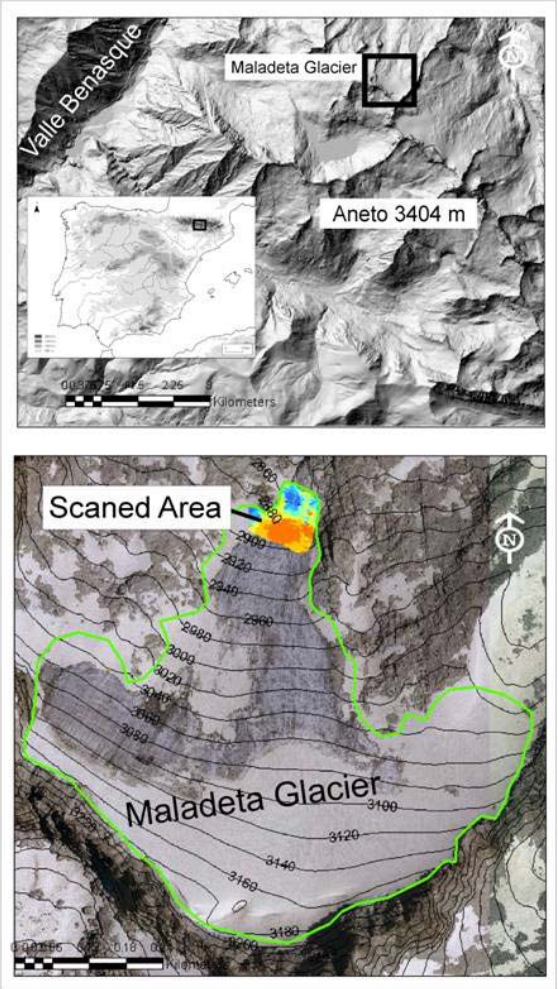


Fig. 1. Situación del glaciar de la Maladeta (arriba) y zona escaneada (abajo)
Fig. 1. Location of Maladeta glacier (above) and scanned area (below)

2. METODOLOGIA

Los cambios en la altimetría de la superficie glaciar han sido estudiados a través de laser escáner terrestre (TLS). Su uso en glaciares de montaña es relativamente reciente aunque está demostrando ser una técnica eficiente y rápida (Avian and Bauer, 2006; Schwalbe et al., 2008). En los Pirineos, esta técnica ha sido aplicada en los glaciares de Maladeta, La Paul (Rico et al, 2012), Ossue (Del Rio et al, 2014) y Monte Perdido.

La estación Topcon Imaging Station (Fig.2) toma 20 puntos por segundo hasta 120 m de distancia y 1 p/s a mayor distancia. Usando una frecuencia de onda de 700 nm es posible realizar mediciones en hielo y nieve.



Fig. 2. Mediciones TLS en el glaciar Maladeta
Fig. 2. TLS measurements in Maladeta glacier

El frente glaciar fue escaneado durante los veranos 2010, 2011, 2012 y 2013 siempre desde la misma posición (Fig. 1). En cada campaña se obtuvieron entre 2000 y 3000 puntos dependiendo de la reflectividad del hielo y las condiciones ambientales. Los datos obtenidos fueron procesados en un SIG: normalización de datos (distribución), análisis estructural e interpolación mediante *kriging* (semivariogramas r*ational cuadratic y spherical*). La desviación *"root-mean-square-standarised"* fue entre 1 y 1.2 con una fiabilidad de datos del 98 %. Los raster obtenidos cada año fueron comparados consecutivamente para obtener mapas sobre los cambios altimétricos en superficie.

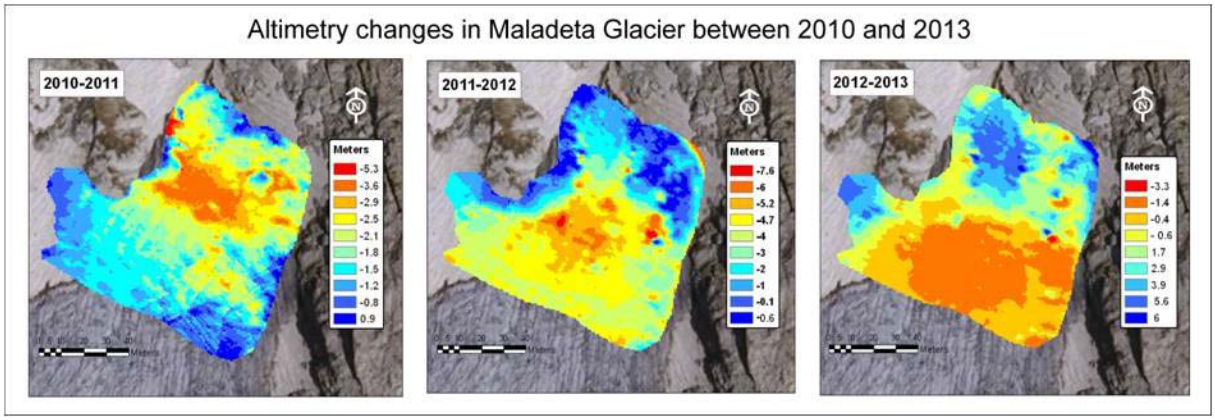


Fig. 3. Cambios en la altimetría de superficie en el frente glaciar de la Maladeta entre 2010 y 2013.

Fig. 3. Altimetry changes in the front of the Maladeta Glacier between 2010 and 2013.

3. RESULTADOS

3.1. 2010-2011

El año hídrico 2010-2011 se caracterizó por unas temperaturas (5.1ºC) ligeramente superiores a la media 2010-2013 (4.3 ºC) (Fig. 4), y precipitaciones ligeramente inferiores al promedio 2010-2013. La respuesta del frente glaciar resultó en una pérdida de espesor medio de -1.7 m. La parte frontal se caracterizó por las mayores pérdidas con zonas que oscilaron entre los 3 y 5 m (Fig. 3).

3.2. 2011-2012

Durante el periodo 2011-2012 las temperaturas (5.3ºC) fueron de nuevo superiores al promedio 2010-2013 (4.3ºC), mientras que las precipitaciones volvieron a ser ligeramente inferiores a la media de dicho periodo (Fig.4). En respuesta a este aumento térmico, el frente glaciar perdió espesor, se produjeron colapsos y en conjunto tuvo una pérdida de espesor medio de -3.5 m. La zona media se caracterizó por las mayores pérdidas con zonas que oscilaron entre los 5 y 7 m (Fig.3).

3.3. 2012-2013

El año hídrico 2012-2013 destacó por unas temperaturas (4ºC) cercanas a la media 2010-2013 (4.3ºC) pero precipitaciones muy por encima del promedio 2010-2013 (Fig. 4). El frente glaciar registró un balance anual positivo de 0.3 m. En la zona superior se registraron las mayores pérdidas con zonas en las que el espesor se redujo entre 1 y 1.5 m. Sin embargo en la zona frontal se midieron grandes acumulaciones de nieve (6 m) por efecto de la acumulación por la acción del viento favorecida por el relieve cóncavo de este sector (Fig. 3).

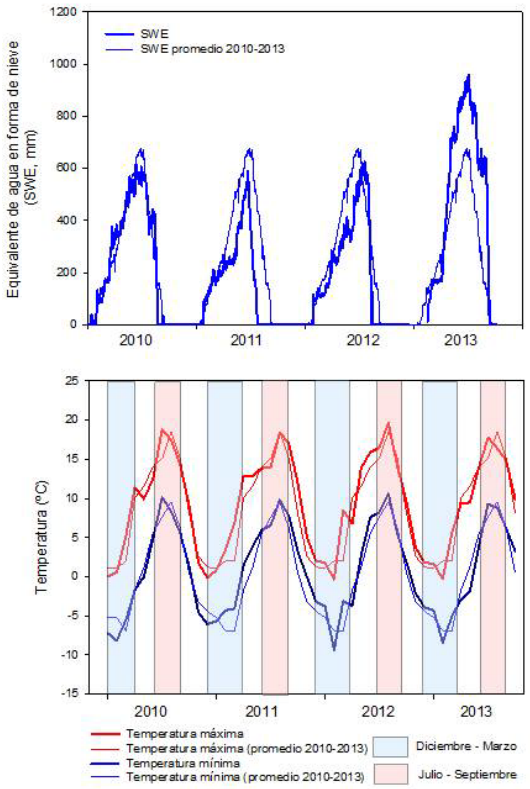


Fig. 4.Variabilidad de temperatura y precipitación entre 2010 y 2013. Estación automatizada Renclusa (2200 m).

Fig . 4.Temperature and precipitation between 2010 and 2013. Renclusa automated weather station (2200 m).

4. CONCLUSIONES

El glaciar de la Maladeta ha respondido rápidamente a las variaciones climáticas

anuales, reflejando la importancia de las masas de hielo pirenaicas como indicadores del cambio global.

Las mediciones TLS han permitido cuantificar la respuesta glaciar en el periodo 2010-2013. Los años hídricos 2010 y 2011 han estado caracterizados por altas temperaturas y escasas precipitaciones lo que ha producido pérdidas de espesor notables (1.70 m y 3.56 m en 2010-2011 y 2011-2012 respectivamente). En el periodo 2012-2013, a pesar de que las altas precipitaciones han producido un balance positivo en el frente (0.37 m), extensas zonas han seguido registrando notables disminuciones en el espesor del hielo.

Los procesos actuales en el glaciar de la Maladeta son en definitiva la pérdida de espesor continuado, colapso del frente y reducción de superficie. El retroceso glaciar, incluso en un año con condiciones climáticas excepcionalmente favorables como 2012-2013, evidencia, en un contexto de calentamiento global, unas adversas perspectivas futuras para uno de los glaciares más meridionales de Europa.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el Proyecto CGL-2010-19729 y la Dirección de Política Científica del Gobierno Vasco. Agradecemos al Parque Natural Posets-Maladeta su ayuda logística así como a los asistentes en el trabajo de campo.

REFERENCIAS

Arguello, F. P. 2013. Determinación del balance anual de masa y movimiento del hielo en el glaciar de la Maladeta. Ingenieria 75. Ministerio de Agricultura, Administraciony Medio Ambiente. 21.803-815/0411

Avian, M., Bauer, A., 2006. First Results on Monitoring Glacier Dynamics with the Aid of Terrestrial Laser Scanning on Pasterze Glacier (Hohe Tauern, Austria). Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung, 41, 27 – 36.

Chueca J, Julian A, Lopez-Moreno JI. 2007. Recent evolution (1981–2005) of the Maladeta glaciers, Pyrenees, Spain: extent and volume losses and their relation with climatic and topographic factors. Journal of Glaciology 53 (183): 547–557.

Del Rio, M., Rico, I., Serrano, E., Tejado, J.J. 2014. Applying GPR and Laser Scanner Techniques to Monitoring the Ossoue Glacier (Pyrenees). Journal of Environmental Engineering. En prensa.

Houghton, J.T. 2001. Climate Change 2001: the scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third assessment Report of the Intergovermental Panel on climate Change. Cambridge. Cambridge University Press.

González Trueba, J.J., Martín Moreno, R., Martínez de Pisón, E., Serrano, E. 2008. 'Little Ice Age' glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. Holocene, 18(4), 551–568.

Grunewald, K., Scheithauer, J. 2010. Europe's 2010. southernmost glaciers: response and adaptation to climate change. Journal of Glaciology. 56 (195), 129-142.

López-Moreno, J. I., Nogués-Bravo, D., Chueca-Cía, J., Julián-Andrés, A. 2006. Glacier development and topographic context. Earth Surface Processes and Landnforms 31, 1585-1594.

Martínez de Pisón E, Navarro J, Martínez R, Pedrero A, Arenillas M, Bisbal L. 1997. Observaciones sobre el estado de los glaciares del Pirineo español. Campaña 1994. In: La nieve en las Cordilleras españolas 1993/94. Ministerio de Medio Ambiente, 253–65.

René, P., 2012. Régression des glaciers pyrénéens et transformation du paysage depuis le Petit Age Glaciaire, Sud-Ouest Européen n°32, 5-19.

Rico. I., Serrano, E., Del Rio, M., Sanjosé, J.J., Tejado Ramos, J.J. 2012. Estructura y dinámica actual del glaciar de La Paul (Pirineos): Aplicación de Laser Escaner y Georadar. XII Reunión Nacional de Geomorfología. Santander 2012. 235-238.

Sán José, J.J., Serrano, E., Matías, J., Berenguer, F., Rico, I. 2012. La aplicación de técnicas geomáticas al estudio de procesos geomorfológicos en la alta montaña (Pirineos y Picos de Europa). XII Reunión Nacional de Geomorfología. Santander 2012. 239-242.

Serrano, E., Agudo, C., González Trueba, J.J. 2002. La deglaciación de la alta montaña. Morfología, evolución y fases morfogenéticas glaciares en el macizo del Posets (Pirineo aragonés). Cuaternario y Geomorfología, 16 (1-4), 111-126.

Serrano, E., Agudo, C. 2004. Glaciares rocosos y deglaciación en la alta montaña de los Pirineos aragoneses (España). Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica), 99 (1-4), 159-172.

Schwalbe, E., Maas, H-G., Dietrich, R. Ewert, H. 2008. Glacier velocity determination from multi temporal terrestrial long range Laser Scanner point clouds. The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. XXXVII. Part B5, 457-462.

RECONSTRUCCIÓN DEL MÁXIMO GLACIAR REGISTRADO EN EL SECTOR CENTRAL DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA. COMPARATIVA ENTRE LAS VERTIENTES NORTE Y SUR

Reconstruction of the maximum ice extent recorded in the Central Cantabrian Mountains. A comparison between the north and south facing slopes of the mountains.

L. Rodríguez-Rodríguez[1], M. Jiménez-Sánchez[1] y M.J. Domínguez-Cuesta[1]

1 Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/Jesús Arias de Velasco s/n, 33005, Oviedo (laurarr@geol.uniovi.es).

Abstract: This work quantifies the asymmetry in the development of palaeo-glaciers in the Central Cantabrian Mountains during the local maximum. Numerical methods were used to reconstruct the former ice surface from the geomorphological evidence. The ELA values for each mountain slope were calculated applying the AABR method to the individual glacial catchments with surface extents greater than 4 km^2. Results show that glaciers occupied a total extent of 390 km^2 of the total 600 km^2 studied. Approximately 75 % of the total surface was located in the southern slope. Glacier tongues were markedly shorter in the northern slope (3-6 km) compared with those installed in the southern one (14-18 km), even when the regional ELA was about 30 m lower in the northern side of the mountains. This asymmetry was related to topo-climate factor, being important the greater slope gradient recorded in the northern side of the mountains that produced small accumulation areas.

Palabras clave: máximo glaciar, Cordillera Cantábrica, ELA, glaciación, Pleistoceno
Key words: maximum ice extent, Cantabrian Mountains, ELA, glaciation, Pleistocene

1. INTRODUCCIÓN Y ZONA DE ESTUDIO

El estudio de la extensión y número de glaciaciones que se han producido en la Cordillera Cantábrica a lo largo del Pleistoceno ha sido objeto de estudio desde inicios del siglo XX (Hernández-Pacheco, 1914; Obermaier, 1914). La cartografía, descripción y reconstrucción parcial de la extensión de los glaciares en diferentes sectores de la cordillera ha desvelado el carácter disimétrico en el desarrollo del fenómeno glaciar en algunas zonas, que se ha vinculado con factores como la proximidad a la fuente de humedad (Atlántico) o los procesos de sobrealimentación por efecto del viento (Martínez de Pisón y Alonso-Otero, 1992).

Este trabajo se centra en el estudio y caracterización de la disimetría en el desarrollo glaciar en la Cordillera Cantábrica Central, en un área de 600 km^2 que engloba las sierras de Fuentes de Invierno (2074 m), Ajo (2091 m), Sentiles (2026 m), Corteguero (1884 m), Brañapiñueli (1709 m), Pintacanales (1793 m), Valverde (2100 m), Mongayo (2019 m), Carcedo (1842), Pármede (1889 m), los Picos del Mampodre (2129 m) o la Sierra de la Cuerna (2141). Geológicamente, la zona de estudio se encuentra sobre las unidades de Bodón-Ponga, Esla y la Provincia de Pisuerga-Carrión de la Zona Cantábrica (Alonso et al, 2009). La sucesión estratigráfica, dominada por alternancias de materiales paleozoicos de naturalezas silícea y carbonatada, presenta una deformación varisca previa con cabalgamientos verticalizados que dan lugar a repeticiones de la serie y pliegues superpuestos (Álvarez-Marrón et al., 1990; Heredia et al., 1990).

Entre las contribuciones a la cartografía y reconstrucción de los rasgos glaciares en la zona destacan los trabajos de Arenillas-Parra y Alonso-Otero (1981), Alonso-Herrero (1987, 2002), Rodríguez-Pérez (1995), Jiménez-Sánchez (1996), Frochoso y Castañón (1998), González-Gutiérrez (2002), Jiménez-Sánchez y Farias (2002) y Rodríguez-Rodríguez et al. (2012, 2013), así como las aportaciones

cartografías y descriptivas realizadas por Suárez-Rodríguez y Alonso-Herrero para la memoria de las hojas 79 y 80 del MAGNA (Álvarez-Marrón et al., 1990; Heredia et al., 1990). Los datos cronológicos existentes, basadas en el empleo de radiocarbono y luminiscencia (OSL) sobre sedimentos de origen glaciar y lacustre en la vertiente norte, indican que la máxima expansión del hielo tuvo lugar hace al menos 33.5 cal ka BP (Jiménez-Sánchez y Farias, 2002; Jiménez-Sánchez et al., 2013).

Los objetivos de este trabajo son (i) determinar las dimensiones alcanzadas por los paleoglaciares en la zona, (ii) cuantificar el grado de asimetría en su desarrollo entre ambas vertientes y (iii) conocer su posible relación con factores topo-climáticos y geológicos.

2. METODOLOGÍA

En primer lugar se ha llevado a cabo una actualización cartográfica digital (ArcGIS) a escala 1:25.000 de las cabeceras de los ríos Aller-Nalón-Ponga (vertiente N) y Curueño-Porma-Esla (vertiente S) combinando la fotointerpretación con el trabajo de campo. A partir de la cartografía se han delimitado los límites de los aparatos glaciares para el momento de mayor expansión registrado por los hielos.

La reconstrucción topográfica de los glaciares para la fase de máximo avance se ha realizado aplicando perfiles de la superficie teórica del hielo a lo largo de los principales valles glaciares (Benn y Hulton, 2010). Estos perfiles, determinados teniendo en cuenta la posición de los indicadores geomorfológicos asociados a la fase glaciar que se reconstruye, han permitido determinar la altura alcanzada por el hielo a lo largo de los valles aplicando un modelo reológico para describir su comportamiento asumiendo condiciones de plasticidad perfecta. La información de los perfiles ha constituido una base para la digitalización de los contornos topográficos del paleoglaciar, a partir de los cuales se derivaron modelos digitales de elevaciones, sombras y potencias del hielo.

La altitud del límite de equilibrio glaciar o ELA (Equilibrium Line Altitude) se ha realizado para cada vertiente aplicando el método AABR (Area-Altitude Balance Ratio) a los glaciares de extensión igual o superior a 4 km^2 (Osmaston, 2005). Como en la zona no existen actualmente glaciares que sirviesen como referencia, los cálculos se han realizado en cada caso considerando valores para la relación del balance de masas (BR) entre 1 y 3. El tratamiento estadístico de los valores de ELA calculados para los glaciares en cada vertiente ha permitido determinar qué valor BR proporciona los resultados con desviación estándar más baja, teniendo mayor probabilidad estadística de ser correcto.

3. RESULTADOS

La reconstrucción realizada a partir de los indicadores geomorfológicos desvela que el hielo cubrió una extensión total de 390 km^2 durante el momento de mayor expansión glaciar (Fig. 1). Tan sólo el 25,4% se encontraba en la vertiente norte, formando pequeños glaciares de valle. Los de mayor extensión superficial (4-14 km^2) alcanzaban longitudes de 3 a 6 km y descendían hasta altitudes de 920-1190 m. El 74.6 % restante se encontraba en la vertiente sur, mayoritariamente formando parte de tres aparatos glaciares principales instalados en los valles de Curueño, Porma y Esla. El glaciar de Curueño era un glaciar de valle de 14 km de longitud y 63 km^2 de superficie, con su frente a 1160 m. Los glaciares de Porma y Esla presentaban campos de hielo en cabecera formados por la confluencia de numerosos circos y valles tributarios. El hielo se concentraba valle abajo hasta alcanzar altitudes en el frente de 1120 y 1140 m respectivamente, en las proximidades de las localidades de Puebla de Lillo y Lario donde aún se conservan restos de morrenas frontales y laterales. La longitud máxima alcanzada por los glaciares de Porma y Esla fue de 18 y 16 km. Mientras en la vertiente norte los glaciares apenas superaron potencias de 150-160 m, en la vertiente sur se superaron puntualmente los 300 m de espesor.

El tratamiento estadístico de las ELAs calculadas para cada glaciar individual utilizando distintos valores BR indica que la desviación estándar más baja se obtiene para un valor BR igual a 1. Esto permite estimar un valor medio para la ELA en la vertiente norte de 1590 m, y de 1616 m en la vertiente sur, valores comparables a las estimaciones de ELA regional realizadas por autores anteriores

(Nussbaum y Gigax, 1953; González-Santos et al, 2013).

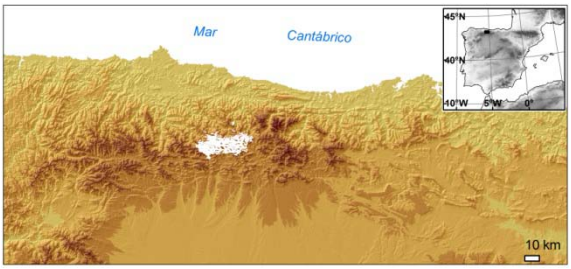


Fig. 1. Situación de la zona de estudio e indicación de la extensión máxima ocupada por el hielo.
Fig. 1. Location and maximum extent reached by glaciers in the study site.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La altitud calculada para la ELA en la vertiente norte de la zona de estudio es casi 30 m más baja que en la vertiente sur. Sin embargo, los glaciares desarrollados en este sector de la Cordillera Cantábrica presentaron una marcada disimetría hacia la vertiente sur, registrando una extensión de 290 km^2 (75% de la superficie total reconstruida) y generando glaciares de valle que doblaban la longitud registrada en la vertiente norte. La distribución de la ELA guarda estrecha relación con las condiciones de T^a y P, constituyendo un indicador paleoclimático (Benn y Lehmkuhl, 2000). En la Cordillera Cantábrica, González-Santos et al (2013) observa una distribución similar entre las paleo-ELAs y los valores actuales medios de T^a estival y P invernal que interpreta como una influencia similar del relieve sobre el clima, y sugiere que han sido las diferencias en abastecimiento de humedad las que han controlado, a grandes rasgos, las diferencias en distribución de ELA entre los diferentes macizos. En la zona de estudio, parece que la configuración topográfica del terreno, con pendientes más pronunciadas en la vertiente norte que en la sur, condicionó el tamaño de las áreas de acumulación. Así, la pendiente pronunciada de la vertiente norte dio lugar a zonas de acumulación más reducidas, desarrolladas en forma de circos individuales o pequeñas agrupaciones de los mismos, mientras que en la vertiente sur la pendiente menos acusada favoreció que las zonas de acumulación fueran mayores a pesar de que la ELA se situara 30 m más alta. La geología también ha jugado un papel condicionante, ya que ha controlado en buena medida la distribución de zonas de cresta y valles en algunos sectores. El mejor ejemplo es la cabecera del valle de Porma, donde existe un amplio valle de dirección E-O (valle de Isoba) a favor de los materiales poco competentes del Paquete Fresnedo que se sitúan en el núcleo del Antiforme de San Isidro. En los flancos del antiforme las formaciones Barrios y Barcaliente han dado lugar a las sierras del Ajo, Valverde Sentiles y Mongayo, donde se han instalado gran número de circos (preferiblemente con orientaciones norte) y cubetas de acumulación que alimentaban de hielo el valle de Isoba.

Agradecimientos
Esta investigación está financiada por el proyecto CANDELA (CGL2012-31938, PGE-FEDER) del Plan Nacional del Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO). Laura Rodríguez-Rodríguez es beneficiaria del programa FPU del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte (MECD).

REFERENCIAS

Alonso, J.L., Marcos, A., Suárez, A. 2009. Paleogeographic inversión resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc. Geologica Acta 7 (4), 451-473.

Alonso-Herrero, E. 1987. Glaciarismo en las cabeceras del Río Esla, vertiente sur de la Cordillera Cantábrica. Cuaternario y Geomorfología 1, 49-59.

Alonso-Herrero, E. 2002. El glaciarismo en las cuencas altas de los ríos Esla y Porma. En Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B. y Carrera Gómez P. (Coords.): El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas. Universidad de León, León, 235-246.

Arenillas-Parra, M. y Alonso-Otero, F., 1981. La morfología glaciar del Mampodre (León). Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Serie geológica) 79, 53-62.

Álvarez-Marrón, J., Pérez-Estaún, A., Aller, J., y Heredia, N. 1990. Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. Hoja nº 79 (Puebla de Lillo). I.T.G.E. Madrid.

Benn, D.I. y Hulton, N.R.J. 2010. An ExcelTM spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. Computers and Geosciences 36, 605-610.

Benn, D.I. y Lehmkuhl, F. 2000. Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. Quaternary International 66/65, 15-29.

Frochoso, M. y Castañón, J.C. 1998. El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica. En Gómez Ortiz, A. y Pérez Alberti, A. (Eds): Las huellas glaciares de las montañas españolas. Universidad de Santiago de Compostela, Santiago, 65-137.

González-Gutiérrez, R.A. 2002. El modelado glaciar de los tramos altos y medios de los valles del Torío y Curueño (Montaña Central Cantábrica-Leonesa, León). En Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B. y Carrera Gómez P. (Coords.): El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas. Universidad de León, León, 197-234.

González-Santos, J., Redondo-Vega, J.M., González-Gutiérrez, R.B., Gómez-Villar, A. 2013. Applying the AABR method to reconstruct equilibrium-line altitudes from the last glacial máximum in the Cantabrian Mountains (SW Europe). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 387, 185-199.

Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L.R., Suárez, A., Álvarez-Marrón, J. 1990. Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. Hoja nº80 (Burón). I.T.G.E. Madrid.

Hernández-Pacheco, F. 1914. Fenómenos de glaciarismo cuaternario en la Cordillera Cantábrica. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural 45, 407-408.

Jiménez-Sánchez, M. 1996. El glaciarismo en la cuenca alta del Río Nalón (NO de España): una propuesta de evolución de los sistemas glaciares cuaternarios en la Cordillera Cantábrica. Revista de la Sociedad Geológica de España 9 (3-4), 157-168.

Jiménez-Sánchez, M. y Farias, P. 2002. New radiometric and geomorphologic evidence of Last Glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park, Cantabrian Mountains. NW Spain. Geodinámica Acta, 15, 93-101.

Jiménez-Sánchez, M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J.M., Domínguez-Cuesta, M.J., Farias, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Rico, M., Valcárcel, M. 2013. A review of glacial geomorphology and chronology in northern Spain: Timing and regional variability during the last glacial cycle. Geomorphology 196, 50-64.

Martínez de Pisón, E. y Alonso-Otero, F. 1992. Algunas reflexiones sobre el glaciarismo en las montañas españolas. Cuadernos de Sección Historia 20, 109-121.

Nussbaum, F. y Gigax, F. 1953. La glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica. Estudios geográficos 51, 261-270.

Obermaier, H. 1914. Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales: Serie Geológica 9, 1-42.

Osmaston, H., 2005. Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area x Altitude, the Area x Altitude Balance Ratio and the Area x Altitude Balance Index methods and their validation. Quaternary International 138-139, 22-31.

Rodríguez-Pérez, C., 1995. Estudio geomorfológico del Puerto de San Isidro. Ería, 36, 63-87.

Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J. 2012. Actualización cartográfica del sector Centro-Oriental de la Cordillera Cantábrica: la cabecera de los Ríos Aller y Porma. Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander, 653-656.

Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J. 2013. The Quaternary glacial maximum in the center of the Cantabrian Mountains (northern Iberian Peninsula): Aller-Nalón-Porma catchements. 8th International Conference (IAG) on Geomorphology. Abstracts volume 2, 1027.

MORFOLOGÍA Y EVOLUCIÓN GLACIAR EN EL SECTOR ASTURIANO DEL MACIZO DE LAS UBIÑAS

Glacial morphology and evolution in the Asturian sector of the Ubiña Massif

D. Gallinar[1,2], J. Ruiz-Fernández[1], M. Á. Poblete[1], A. Fernández[2], C. García[1], S. Beato[1] y J. L. Marino[1]

1 Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo. davidgallinar@hotmail.com
2 Departamento de Geografía, Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED)

Abstract: This research analyzes the glacial evolution of the Asturian sector of the Ubiña Massif (Cantabrian Mountains) based on the interpretation of moraine complexes and other glacial landforms. Three main glacial stages have been identified: (1) Glacial Maximum corresponding to the Last Glaciation, (2) Internal Stage, and (3) Late Glacial. In addition, the current geomorphological dynamics of the massif is outlined.

Palabras clave: fases glaciares, complejos morrénicos, Macizo de las Ubiñas, Cordillera Cantábrica.
Keywords: glacial stages, moraine complexes, Ubiña Massif, Cantabrian Mountains.

1. INTRODUCCIÓN

Las investigaciones sobre el glaciarismo cantábrico han experimentado un notable avance en las últimas décadas del s. XX. Los numerosos trabajos publicados se han centrado en la reconstrucción de los glaciares durante su máximo avance, la altitud de sus frentes, las distintas fases glaciares identificables, la presencia o ausencia de focos glaciados en ámbitos montañosos de escasa altitud, etc. (Martínez de Pisón y Arenillas, 1979; Castañón, 1983; Frochoso y Castañón, 1998; Flor y Baylon, 1989; García de Celis, 1997; González-Trueba, 2007).

No obstante, es esencialmente a partir de los primeros años del s. XXI cuando se dota al glaciarismo desarrollado en estas montañas de un marco cronológico preciso, gracias a la aplicación de técnicas de datación como el ^{14}C y la luminiscencia ópticamente estimulada (OSL), fundamentalmente. Las edades obtenidas ponen en evidencia un máximo avance glaciar local anterior al Último Máximo Glaciar (UMG) global (Moreno *et al*., 2010; Jiménez *et al*., 2012; Serrano *et al*., 2012).

Sin embargo, aún quedan importantes sectores de la Cordillera Cantábrica por estudiar en detalle, entre ellos el Macizo de las Ubiñas. Precisamente, el objetivo de este trabajo es establecer la evolución glaciar del citado conjunto montañoso a partir de las evidencias morfológicas que se conservan.

Las Ubiñas se encuentran en el sector central del Macizo Asturiano, destacando netamente entre los relieves montañosos circundantes. Las cumbres más importantes son los Fontanes Norte y Sur (2.416 y 2.417 m), Penubiña (2.414 m), el Crestón del Pasu Malu (2.382 m), las Aguyas Roxas (2.380 m), el Prau (2.364 m), etc. (Fig. 1).

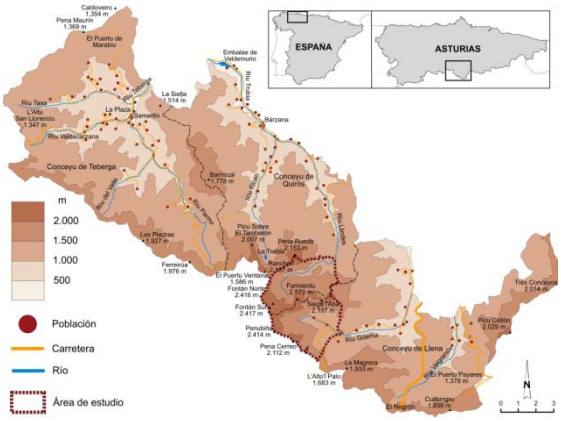


Fig. 1. Mapa de localización del área de estudio dentro del Parque Natural de las Ubiñas y la Mesa.
Fig 1. Location map of the study area within the Natural Park of las Ubiñas y la Mesa.

Además de por una intensa acción glaciar, este espacio, labrado principalmente en calizas del Carbonífero, ha sido intensamente

modelado por la actividad fluviotorrencial y la karstificación. Asimismo, ha sido retocado por la dinámica periglaciar relicta y funcional.

2. FORMAS DE EROSIÓN Y ACUMULACIÓN GLACIAR

Las formas de ablación y acumulación glaciar son muy abundantes en el sector asturiano del Macizo de las Ubiñas. Entre las primeras, cabe destacar la existencia de circos profundamente excavados en las calizas, como los del Planón, Cuapalacio, Ḷḷongo, Colines y Siega l'Abá. Respecto a las artesas, la principal es la del Puerto Güeria, donde se acumularon espesores de hielo superiores incluso a 200 m en la fase de máxima expansión glaciar; como queda demostrado por la altitud de las morrenas de la Coḷḷá l'Ingleo. También hay diversos ejemplos de cubetas de sobreexcavación, labradas a favor del dispositivo estructural. La más importante es la del Meicín, relacionada con la Falla de León. Algunas de estas depresiones se hallan cerradas por complejos morrénicos pertenecientes a diferentes fases.

Las rocas aborregadas, con sus perfiles convexos característicos, abundan en los sectores elevados e intermedios de los valles glaciares, siendo ejemplares las de Colines. Por otro lado, la naturaleza principalmente calcárea de los afloramientos rocosos impide la conservación de acanaladuras y estrías, aunque la reciente apertura de cortes en algunos depósitos de *till* ha dejado expuestos cantos y bloques estriados.

En cuanto a las evidencias sedimentarias de origen glaciar, destacan las morrenas depositadas por los glaciares de la Foz Grande y del Meicín-Tuiza, que constituyeron los principales aparatos del área de estudio. Ambos, de tipo alpino compuesto, dejaron abundantes complejos morrénicos a diferentes altitudes, evidenciando una evolución glaciar en la que se distinguen varias fases, tal y como se pondrá de manifiesto posteriormente.

En el primer glaciar sobresale el voluminoso complejo morrénico del Puerto Güeria, así como la morrena lateral adosada a la margen derecha del cañón de la Foz Grande, que desciende al menos hasta 1.200 m. También cabe citar los complejos de Veiga Ḷḷonga y la Salú, situados entre 1.550 y 1.700 m. Asimismo, en el interior de los circos más elevados se conservan complejos morrénicos a altitudes de 1.820 m a 2.150 m, como los de Ḷḷongo y Cuapalacio.

En el glaciar del Meicín-Tuiza se ha identificado un complejo morrénico integrado por diversos arcos y cordones que, desde el área de la Mortera (1.340 m), desciende hasta alcanzar los 1.000 m aguas abajo de la localidad de Tuiza Baxo (Fig. 2A). Por su parte, es necesario mencionar el extenso complejo existente entre Tuiza Riba y el Meicín, desarrollado en altitudes comprendidas entre 1.280 y 1.550 m. Por encima del Meicín hay morrenas (generalmente arcos) en torno a la plataforma de Cerreo, la Fuente de Vaḷḷao y otros enclaves, habitualmente a cotas de 1.650 a 1.800 m. Finalmente, en el interior del gran circo del Planón, comprendido entre las cimas de Penubiña (2.414 m) y el Siete (2.361 m), se depositaron también diversos arcos morrénicos por encima de 1.900 m de altitud.

3. FASES GLACIARES

Las huellas glaciares que se conservan en el sector asturiano del Macizo de las Ubiñas, especialmente los complejos morrénicos, escalonados a diferentes altitudes, permiten distinguir tres grandes fases en la evolución glaciar del área de estudio: Fase de Máximo Glaciar dentro de la Última Glaciación, Fase Interna (I y II), y Fase Glaciar de Altitud (I y II).

3.1. Fase de Máximo Glaciar

En esta fase los glaciares generados alcanzaron su máxima expansión, emitiendo lenguas de ~7 km de longitud en el caso del glaciar de la Foz Grande, y situando sus frentes a cotas de entre 1.200 m (Foz Grande) y 1.000 m (glaciar del Meicín-Tuiza); es decir, a altitudes más bajas que las descritas previamente (Castañón, 1983). Por tanto, en esta etapa se edificaron los complejos morrénicos más externos del área de estudio, destacando el de Tuiza Baxo (Fig. 2A), la Foz Grande y la Foz Pequeña. Como se ha citado anteriormente, las cronologías del máximo avance glaciar local en diversos sectores de la Cordillera Cantábrica anteceden al UMG global. Las edades obtenidas oscilan en un rango comprendido entre 28 y 40 ka BP (Moreno *et al*., 2010; Jiménez *et al*., 2012; Serrano *et al*., 2012).

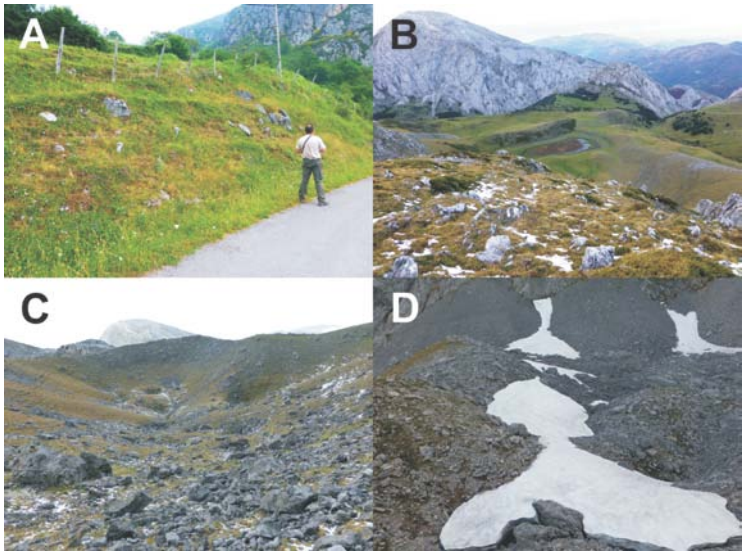


Fig. 2. Morrenas de diferentes fases glaciares: (A) Tuiza Baxo (Máximo Glaciar). (B) Puerto Güeria (Fase Interna I). (C) Siega l'Abá (Fase Interna II). (D) Cuapalacio (Fase de Altitud).
Fig. 2. Moraine complexes of different glacial stages: (A) Tuiza Baxo (Glacial Maximum). (B) Puerto Güeria (Internal Stage). (C) Siega l'Abá (Internal Stage). (D) Cuapalacio (Late Glacial).

3.2. Fase Interna (I y II)

Está definida por complejos morrénicos de menor envergadura y claramente retranqueados respecto a los anteriores, si bien es posible diferenciar dentro de ella dos etapas: una primera estabilización bastante pulsadora responsable de la génesis de cordones y arcos morrénicos aún de cierta entidad, que ponen en evidencia la coexistencia de diversas lenguas menores tras su disyunción; a la que sucede otra etapa en la que se depositaron modestos complejos morrénicos ubicados a mayor altitud (Fig. 2B y C).

3.3. Fase Glaciar de Altitud (I y II)

El glaciarismo de esta fase se caracterizó por ser marginal y muy pulsador, desarrollándose a favor de los circos con las condiciones topoclimáticas más favorables, mientras que el resto del macizo estaba ya deglaciado y sometido a condiciones de tipo periglaciar. Se generaron pequeños glaciares de circo o en el mejor de los casos cortas lenguas como las de Cuapalacio y Ḷḷongo, cuya longitud máxima fue de 1,2 km. En los glaciares de mayor desarrollo es posible diferenciar dos complejos morrénicos claramente individualizados, que constatan dos momentos diferentes dentro de esta Fase de Altitud. Las morrenas más externas, que habitualmente son las de mayor entidad, se sitúan por lo general por encima de 1.900 m. En cambio, los complejos internos, retranqueados en el interior de los circos, aparecen a partir de 2.000 m (Fig. 2D).

Por correlación con lo acaecido en otros conjuntos montañosos cantábricos como los Picos de Europa y Fuentes Carrionas, atribuimos la citada fase al Tardiglaciar (González-Trueba, 2007; Serrano *et al*., 2012; Ruiz-Fernández, 2013). En este sentido, el estudio de los *cores* extraídos en el lago Enol (Macizo del Cornión, Picos de Europa) por Moreno *et al*. (2010) pone en evidencia una fase fría y seca durante el *Younger Dryas* (13.500-11.600 cal. BP). Tras la Fase Glaciar de Altitud el macizo quedó deglaciado por completo. Los datos obtenidos en el transcurso del trabajo de campo descartan la existencia de glaciarismo durante la Pequeña Edad del Hielo en las Ubiñas.

4. DINÁMICA ACTUAL DE LA ALTA MONTAÑA

Desde el inicio, el proceso de deglaciación se vio acompañado de importantes reajustes paraglaciares y de un progresivo ascenso del piso periglaciar hasta alcanzar los sectores más elevados. En la actualidad, en la alta montaña de las Ubiñas se desarrolla una morfodinámica periglaciar vinculada a procesos como la crioturbación, responsable de la formación de suelos estriados y círculos de piedras, que

abundan en sectores como los Fontanes y Cuapalacio, respectivamente. La crioclastia también está presente, contribuyendo, junto a otros procesos, a la construcción de conos y taludes de derrubios, formaciones superficiales ampliamente representadas. Especial mención merece el papel modelador de las avalanchas de nieve, sobre todo en sectores como el Prau del Albo, donde han labrado extensas canales de aludes que enlazan con conos de grandes dimensiones, en ocasiones coalescentes (Castañón, 1984). Asimismo, los *debris flows* efectúan una eficaz labor de transporte de partículas, redistribuyendo los materiales acumulados en las vertientes. Las geoformas derivadas de la solifluxión son también muy abundantes, habiendo sido identificados lóbulos, terracillas y bloques aradores. Finalmente, la abundancia de aguas de fusión nival, debido a la proliferación de neveros de notable duración (algunos de ellos incluso permanentes), favorece el desarrollo del karst nival, que genera pozos nivokársticos y una variada tipología de lapiaces libres.

5. CONCLUSIONES

A partir de los testimonios morfológicos glaciares, especialmente de la secuencia morrénica, se han establecido tres grandes fases en la evolución glaciar del sector asturiano del Macizo de las Ubiñas: (1) Fase de Máximo Glaciar, responsable de la edificación de los complejos morrénicos externos, con frentes situados entre 1.000 y 1.200 m; (2) Fase Interna, que origina complejos morrénicos de menor envergadura y visiblemente separados de los anteriores (se constatan dos momentos diferentes dentro de esta fase); y (3) Fase Glaciar de Altitud, también con dos etapas de estabilidad distintas por encima de 1.820 y 2.000 m. Finalmente, se esboza la dinámica actual de la alta montaña de las Ubiñas, definida por una variada tipología de procesos y geoformas vinculados a la abundancia de nieve y aguas de fusión, así como a la presencia de hielo en las formaciones superficiales.

Agradecimientos

Este trabajo se inscribe dentro del marco del Proyecto de Tesis Doctoral sobre la Geomorfología del Macizo de las Ubiñas del primero de los autores, el cual expresa su agradecimiento a la Fundación Alvargonzález y al Dpto. de Geografía de la Univ. de Oviedo por la concesión de la XXI Ayuda a la Investigación «Ramón de la Sagra».

REFERENCIAS

Castañón, J.C. 1983. El glaciarismo cuaternario del Macizo de Ubiña (Asturias-León) y su importancia morfológica. Ería, 4, 3-49.

Castañón, J.C. 1984. Sobre el modelado originado por los aludes de nieve en el Prau del Albo (Alto Huerna, Asturias). Ería, 6, 106-112.

Flor, G. y Baylon-Misioné, J.L. 1989. El glaciarismo cuaternario de los puertos de Áliva (Macizo Oriental de los Picos de Europa, occidente de Cantabria). Cuaternario y Geomorfología, 3 (1-4), 27-34.

Frochoso, M. y Castañón, J.C. 1998. El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica. En Gómez, A. y Pérez, A. (Eds.): Las huellas glaciares de las montañas españolas. Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 65-137.

García de Celis, A. 1997. El relieve de la Montaña Occidental de León. Universidad de Valladolid, Valladolid, 290 pp.

González-Trueba, J.J. 2007. Geomorfología del Macizo Central del Parque Nacional Picos de Europa. OAPN / Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 231 pp.

Jiménez, M., Rodríguez, L., García-Ruiz, J.M., Domínguez-Cuesta, M.J., Farias, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Rico, M. y Valcárcel, M. 2012. A review of glacial geomorphology and chronology in northern Spain: timing and regional variability during the last glacial cycle. Geomorphology, 196, 50-64.

Martínez de Pisón, E. y Arenillas, M. 1979. Algunos problemas de morfología glaciar en la España atlántica. Acta Geológica Hispánica (Homenaje a Lluís Solé i Sabarís), 14, 445-450.

Moreno, A., Valero, B., Jiménez, M., Domínguez, M.J., Mata, M.P., Navas, A., González, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, J.P. y Rico, M. 2010. The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain). Journal of Quaternary Science, 25 (7), 1076-1091.

Ruiz-Fernández, J. 2013. Las formas de modelado glaciar, periglaciar y fluviotorrencial del Macizo Occidental de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Oviedo, Oviedo, 314 pp.

Serrano, E., González-Trueba, J.J., Pellitero, R., González-García, M. y Gómez, M. 2012. Quaternary glacial evolution in the Cantabrian Mountains (Northern Spain). Geomorphology, 196, 65-82.

VIII. GEOMORFOLOGÍA LITORAL: PROCESOS Y FORMAS EN LAS COSTAS

¿PUEDEN LOS INVIERNOS SUAVES RECUPERAR EL PERFIL DE UNA PLAYA?

Can beach profile be recovered by mild winter seasons?

J. Benavente[1], M. Puig[1], L. del Río[1] y T. A. Plomaritis[1,2]

1 Dpto. de Ciencias de la Tierra, CASEM, Universidad de Cádiz. Av. República Saharaui s/n 11510 Puerto Real (Cádiz). javier.benavente@uca.es.
2 CIMA - Universidade do Algarve, Campus Gambelas, Faro, Portugal

Abstract: The well-known cycle of beach erosion/recovery is generally considered as occurring over a single climatic year, which means that the lack of complete recovery is often attributed to a medium-term sediment deficit, hence triggering the adoption of mitigation measures. In this work we suggest that this assumption may not be correct, as after energetic storms with return periods over 1 year, a similarly long period is needed for beaches to recover. A beach monitoring program has been developed in La Victoria beach (Cádiz) during four years, including two energetic winters followed by two years with mild winter seasons. Beach recovery did not occur along the first summer periods but during the last winter seasons. This is attributed to the low-energy character of Cadiz coast, where onshore sediment transport in summer is scarce, while swell waves during two consecutive mild winters have enough energy to produce onshore transport, hence generating beach recovery after storms.

Palabras clave: Temporales, erosión, playas, recuperación, NAO
Key words: Storms, erosion, beach, recovery, NAO

1. INTRODUCCIÓN

Las playas son unos de los ambientes costeros naturales más cambiantes y dinámicos, cuya morfología es controlada por la acción del viento, mareas y oleaje lo que las mantienen en constante cambio. Aparte de los cortos ciclos de cambio (muchos de ellos estacionales) y las tendencias que presenten a largo plazo, existen unos ritmos de cambio relacionados con las variaciones de tipo climático de medio plazo. En la literatura se está estudiando ampliamente el efecto de los periodos altamente energéticos, dejando de lado los periodos de baja energía que pueden ser responsables de una progradación costera. Por otro lado, en muchas de nuestras playas urbanas dichos ciclos han desaparecido o bien están enmascarados por labores de regeneración o de trasvase sedimentario realizadas con la intención de obtener de forma rápida grandes extensiones de playa seca que soporten la presión turística.

Para ilustrar este caso, se ha escogido como zona de estudio la playa de La Victoria, la cual se encuentra en la costa Sur Atlántica española (Figura 1). Su longitud varía entre 2,5 y 3,5 km, con una pendiente del 6% y una anchura en bajamar en torno a los 200 m. Posee una arena de tipo media-fina y se considera una playa de tipo disipativa. La playa de La Victoria ha sufrido varias regeneraciones en los últimos veinte años. La mayor de ellas fue en febrero de 1991 y posteriormente fue realimentada en junio del 2004 con arena procedente del Placer de Meca.

En la zona de estudio las mareas son de carácter semidiurno, con un leve desfase horario. El rango medio es de 2,18 m aproximadamente, clasificando así la zona como mesomareal (Benavente et al., 2000).

En cuanto a la intensidad del oleaje, se trata de una zona de baja energía, donde son raros los oleajes superiores a 4 m, considerando olas de temporal a aquéllas superiores a 1,5 m (Del Río et al., 2012).

El presente trabajo tiene como objetivo principal el análisis de la evolución de una playa tras el impacto de una estación invernal altamente energética, analizando si existe o no una recuperación natural y el periodo necesario para alcanzarla.

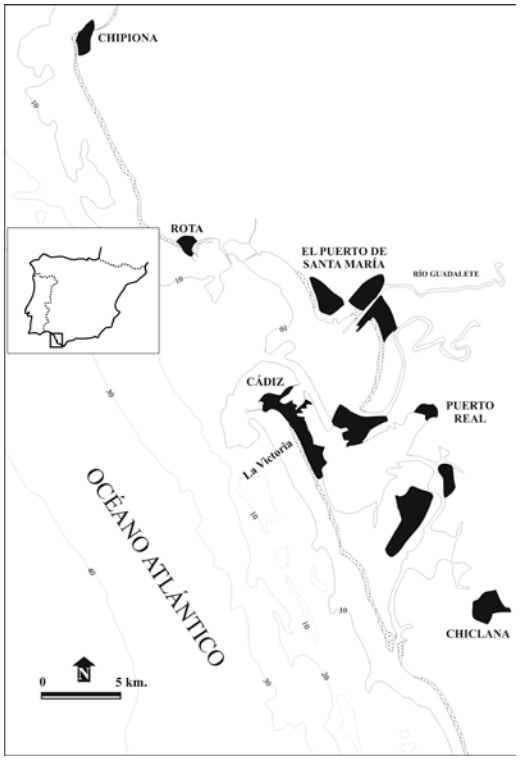


Fig. 1. Localización del área de estudio.
Fig. 1. Study site.

2. METODOLOGÍA

Se realizaron levantamientos topográficos de perfiles de playa desde la zona supramareal hasta la zona de rompiente (en torno al cero hidrográfico). Las campañas están comprendidas entre los meses de septiembre de 2008 y diciembre de 2013 (con una interrupción en el año 2011), durante los periodos de bajamar en las mareas vivas. La periodicidad aproximada fue de entre 15 días y un mes, y sin embargo, durante los meses de verano dicha periodicidad se interrumpía ya que, según Carr et al., (1982), junio, julio y agosto son los meses en los que menos cambios se registran. Por otro lado, la alta densidad de usuarios en la playa y los continuos trabajos de los servicios de playa dificultan y falsean los datos necesarios para el estudio.

El tratamiento de los datos (REPETIDO) levantamientos topográficos proporcionó ~~los~~ datos de volúmenes de erosión/acreción de arena por unidad de longitud de playa.

El levantamiento de dichos perfiles se realizó mediante una estación total Leyca modelo TC 407 y un GPS-RTK diferencial Leyca modelo GPS 900.

Por otro lado, se recopilaron los datos referentes a los valores del índice NAO (North Atlantic Oscilation), que representa la diferencia de presión entre Gibraltar e Islandia (Osborn, 2011). Para la zona del Golfo de Cádiz, existe una relación entre sus valores negativos invernales y el número, duración e intensidad de los temporales que llegan a la costa durante dicha estación invernal (Andrade et al., 2009; Rangel-Buitrago y Anfuso, 2013), lo cual estaría relacionado con periodos claramente erosivos. Por el contrario, la aparición de valores positivos de dicho índice durante el invierno indicaría una escasa o nula llegada de temporales a estas costas, lo que podría ser indicativo de periodos (según esto, dónde aquí es lugar y quieres decir cuando) se favorecieran proceso de progradación costera.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Centrándonos (REDACTAR EN 3ª PERSONA o IMPERSONAL) Al centrarse en los datos registrados a lo largo de estos casi cinco años en cuanto al índice climático NAO (Tabla 1), éstos muestran una clara anomalía en el invierno 2009/2010, en que se registró el valor más negativo de los últimos 190 años (Osborn, 2011). Esto se asoció con un gran número de temporales provenientes del Golfo de Cádiz, dadas las condiciones de presión atmosférica que supuso.

Tabla 1. Valores invernales del índice NAO (meses comprendidos entre diciembre y marzo).
Table 1. NAO index winter values (months between December to March).

Invierno	Valor NAO
2007/8	+1,37
2008/9	-0,31
2009/10	-2,54
2010/1	-0,91
2011/2	+2,08
2012/3	-0,58
2007/8	+1,37

La distribución mensual de dichos valores viene reflejada en la Figura 2. Como se puede observar, los valores mínimos se alcanzaron durante el invierno 2009/2010 y 2010/2011. Si bien el mínimo se alcanzó en ese segundo invierno, las condiciones fueron más excepcionales durante el primero, dado el valor negativo registrado durante todos los meses de la estación invernal e incluso inmediatamente antes y después de la misma. Este periodo de fuerte inestabilidad abarcó desde el mes de

noviembre de 2009 hasta marzo de 2010, que supuso una sucesión de numerosas borrascas golpeando el litoral del Golfo de Cádiz. En cuanto a la energía asociada a esos temporales, cabe destacar que ninguno de ellos alcanzaron valores extremales (Del Río et al., 2012), registrándose oleajes típicos de los temporales de esta zona, alrededor de 4 m de altura significante de ola.

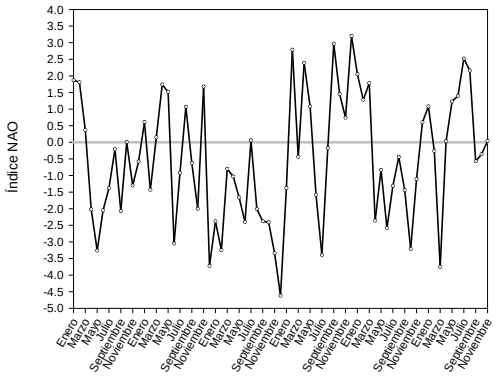


Fig. 2. Evolución del índice NAO mensual 2008-2013.
Fig. 2. Monthly NAO index values evolution 20082013.

A partir de ese periodo, se puede observar cómo los valores de NAO invernales son ligeramente negativos o incluso positivos, lo que supuso una escasa llegada de temporales durante los inviernos posteriores. Los valores negativos de NAO aparecerán fuera de los periodos estrictamente invernales, como es el caso de los meses de julio de 2012 o incluso abril de 2013 lo que en principio no se asocia con la llegada de temporales a la zona (Gallego et al., 2005).

En cuanto a la evolución de los perfiles de la playa de La Victoria a lo largo de este periodo, se pueden observar en la Figura 3. Dentro de la variabilidad normal de este tipo de morfologías, no se detectan grandes cambios, salvo el encajamiento del perfil producido a finales de diciembre de 2010. Por otro lado, se deduce el típico basculamiento de las playas de esta zona asociado a los cambios de tipo estacional (Benavente *et al*., 2000). Estos cambios morfológicos, sin embargo, no enmascaran una evolución volumétrica marcada por la fuerte erosión generada en el invierno de 2009/2010.

Al observar la evolución del volumen acumulado (Figura 4), se ve cómo existe un nivel volumétrico más o menos mantenido a lo largo de finales de 2008 y prácticamente todo el 2009 antes de la llegada de los temporales. Esta escasa variación se debe a las condiciones de baja energía detectadas durante ese periodo y acorde con los valores de NAO.

Las condiciones sostenidas de temporal desde diciembre de 2009 hasta prácticamente marzo de 2010 y asociadas con los fuertes valores de NAO negativa, hacen que el perfil pierda hasta un 25% del sedimento acumulado.

A partir de ese momento y progresivamente, el perfil comienza a recuperar su morfología a medida que se acerca el verano de 2010. Sin embargo, los valores al final del mismo siguen estando por debajo de los del año anterior.

Las condiciones imperantes durante los siguientes dos años (2011 y 2012) fueron de inviernos de escasa energía, marcados por la práctica ausencia de temporales, situación controlada por los valores positivos de NAO. Esta situación provocó el paulatino depósito de arena en la playa, generando un incremento de volumen acumulado incluso superior al existente antes del energético invierno de 2009/2010. La playa se mostró completamente recuperada tras dos años de escasa energía, volviendo a mostrar morfologías similares y la misma extensión de playa seca, incluso en invierno de 2012-2013, gracias a la presencia de una berma bien desarrollada (Figura 3).

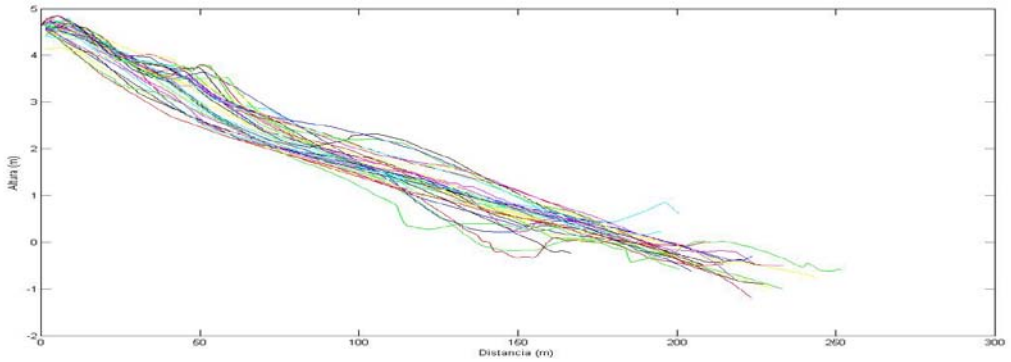


Fig. 3. Perfiles topográficos de la playa de La Victoria realizados entre septiembre de 2008 y diciembre de 2013.
Fig3. Topographic profiles of La Victoria beach done during the period September 2008 and December2013.

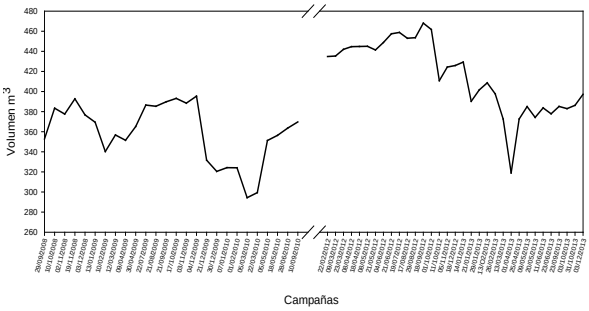


Fig. 4. Evolución del volumen de playa entre septiembre de 2008 y diciembre de 2009.
Fig. 4. Beach volume evolution between September 2008 and December2013.

Cabe resaltar, sin embargo, la erosión detectada en la primavera de 2013, coincidiendo con los fuertes valores negativos de la NAO en ese periodo y que propiciaron la llegada de una pequeña serie de temporales. Este resultado indicaría que para la zona del Golfo de Cádiz sería interesante comprobar o analizar la posibilidad de que, valores negativos del índice NAO fuera de las épocas clásicamente invernales, podrían favorecer la llegada de temporales, que si bien no serían de gran magnitud, su sucesión a lo largo de un periodo prolongado podría infligir importantes erosiones en las playas.
Finalmente, resalta la importancia que estos resultados tienen de cara a la gestión costera. Muestran cómo un determinado tramo de costa que haya sufrido el impacto de unas condiciones especialmente adversas, como las del invierno 2009-2010, necesita un periodo de recuperación que va más allá del comportamiento estacional. Esto implica que, al menos durante el primer verano, se tendría una playa seca de menos anchura de la esperada, con el consiguiente posible malestar de usuarios y gestores. Sin embargo, la toma de medidas precipitadas por parte de estos últimos, con la idea de recuperar lo antes posible la extensión de la playa, no solo estaría interfiriendo en la evolución natural, sino que estaría invirtiendo unos recursos que no serían estrictamente necesarios en el medio plazo.

4. CONCLUSIONES

En el presente estudio, se ha mostrado cómo a través de un seguimiento topográfico prolongado de una playa, se pueden identificar oscilaciones superiores a las clásicas estacionales. Dichas oscilaciones están más relacionadas con la diferente intensidad de los inviernos y, por tanto, de los diferentes periodos de recuperación necesarios. A su vez, estos ciclos parecen estar relacionados con patrones climáticos de escala regional, como ha podido observarse a través de la influencia del índice NAO. Finalmente, cabe destacar cómo el conocimiento de estos ciclos de variación naturales es de gran interés para la correcta planificación de las intervenciones en las costa arenosas.

Agradecimientos
Este trabajo es una contribución al grupo RNM-328 del PAI, y a los proyectos RNM-6547 y GERICO (CGL 2011-25438). El trabajo de M. Puig ha sido financiado por la beca FPI BES-2012-053175.

REFERENCIAS

Andrade, C., Trigo, R.M., Freitas, M.C., Gallego, M.C., Borges, P., Ramos, A.M. 2008. Comparing historic records of storm frequency and the North Atlantic Oscillation (NAO) chronology for the Azores region. The Holocene 15 (5), 745-754.

Benavente, J., Gracia, F.J., López-Aguayo, F. 2000 Empirical model of morphodynamic beachface behaviour for low-energy mesotidal environments. Marine Geology 167, 375-390.

Carr, A.P., Blackley, M.W.L., King, H.L. 1982. Spatial and seasonal aspects of beach stability. Earth Surface Processes and Landforms 7, 267-282.

Del Río, L., Plomaritis, T.A., Benavente, J., Valladares, M., Ribera, P. 2012. Establishing storm thresholds for the Spanish Gulf of Cádiz coast. Geomorphology 143-144, 13-23.

Gallego, M.C., Garcia, J.A., Vaquero, J.M. 2005. The NAO signal in daily rainfall series over the Iberian Peninsula. Climate Research 29(2), 103-109.

Osborn, T.J. 2011. Winter 2009/2010 temperatures and a record-breaking North Atlantic Oscillation index. Weather 66, 19-21.

Rangel-Buitrago N. Anfuso, G. 2013. Winter wave climate, storms and regional cycles: the SW Spanish Atlantic coast. International Journal of Climatology 33, 2142-2156.

VARIACIONES DE LA LÍNEA DE COSTA ENTRE LOS PUERTOS DE CASTELLÓN Y SAGUNTO (CASTELLÓN, ESPAÑA) DESDE MITAD DEL SIGLO XX HASTA LA ACTUALIDAD

Coastline changes between the harbor Castellón and Sagunto (Castellón, Spain) from mid twentieth century to the present

M. Pablo[1], B. Martínez-Clavel[2], I. Rodríguez[1] y A.M. Blázquez[2]

1 Universidad Rey Juan Carlos; C/ Tulipán s/n; 28933, Móstoles-Madrid. inmaculada.rodriguez@urjc.es
2 Instituto de Medio Ambiente y Ciencias Marina (IMEDMAR). Universidad Católica de Valencia "San Vicente Mártir". C/ Guillem de Castro, 94. 46003-Valencia

Abstract. In this study changes in the coastline between the harbor of Castellon and Sagunto for over fifty years have been analyzed. Coastlines of different years have been obtained from different sources (aerial photographs, satellite images and orthophotos) in order to estimate rates of advance and retreat of beach line through comparison of them. The results indicate a widespread erosion tendency, recording high rates of accretion only in the interference of maritime infrastructures (dams, jetties, ports) transverse to the current longshore, or as consequent of anthropogenic sediments supplied to tourist attractions.

Palabras clave: SIG, línea de costa, evolución, Castellón, Mediterráneo
Key words: GIS, coastline, evolution, Castellón, Mediterranean

1. INTRODUCCIÓN

El medio costero constituye uno de los ambientes naturales más dinámicos y cambiantes de la superficie terrestre. La línea de costa avanza cuando la sedimentación excede la tasa de erosión, mientras que retrocede cuando la tasa de erosión supera a la de sedimentación (Bird, 2008). En la actualidad el 25% de la costa europea sufre proceso de erosión, pese a los esfuerzos de las administraciones para tratar de paliar el problema, con medidas como grandes aportaciones de arena o la construcción de diques y espigones (Eurosion, 2005). Factores como la construcción de embalses en las cuencas fluviales, la regresión de las praderas de fanerógamas marinas o incluso el poco definido protagonismo del cambio climático, juegan un papel fundamental en la evolución de la misma. La rapidez con que se producen estos cambios alarman tanto a la comunidad científica como a la población en general, puesto que estos problemas erosivos se concretan en la desaparición de playas y en la afección a recursos económicos e infraestructuras (Viciana, 2001; Eurosión, 2005).

El objetivo de este trabajo es analizar la evolución costera mediante la utilización de fotografías aéreas georreferenciadas de diferentes años y de Sistemas de Información Geográficas en el tramo comprendido entre el puerto de Castellón y el puerto de Sagunto en el periodo 1956-2012 (Fig. 1).

2. ÁREA DE ESTUDIO

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio está enmarcada por los relieves de arenisca de dirección ibérica que forman la sierra de Espadán. Desde el punto de vista tectónico, se asienta en una depresión originada durante el Oligoceno superior-Mioceno debido a la intersección de fallas ortogonales, de orientación ibérica (NW-SE) con las de dirección NE-SW, que producen una tectónica subsidente en graderío (Pérez Cueva, 1979). Dicha depresión está limitada por fallas en disposición paralela a la costa y se rellenó durante el Plioceno y Cuaternario a partir de abanicos aluviales, que enlazan hacia el litoral

con sistemas de restinga-albufera (Segura et al., 1995).

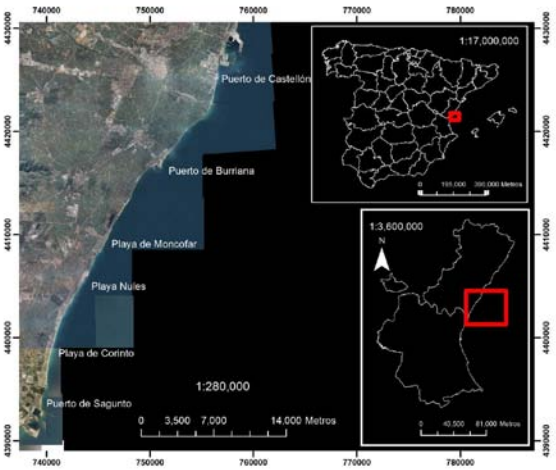


Fig. 1. Localización del área de estudio
Fig. 1. Location of the study area.

En el contexto geomorfológico destacan dos ríos principales, el río Palancia, al S y el río Mijares, al N. Ambos, junto al río Belcaire, son los elementos fluviales responsables del depósito de los abanicos aluviales que alcanzan la costa y constituyen una fuente de aporte sedimentario esporádico a estas playas. La plataforma continental adyacente es una plataforma de tipo progradante, alimentada sobre todo por los importantes aportes del río Ebro, en cuya provincia interna se conservan los prismas sedimentarios de los ríos Palancia y Mijares, formados en varias fases de oscilación eustática (Rey et al., 1999). Las playas se caracterizan por ser de arena y, en los sectores más septentrionales, de cantos y gravas, aunque algunos tramos se alimentan artificialmente con arena fina con fines turísticos.

Desde el punto de vista oceanográfico, las corrientes generales que afectan a todo el Golfo de Valencia varían a lo largo del año en velocidad y distancia de actuación respecto a la costa, pero generalmente suelen ser de baja velocidad y presentan dominancia de las direcciones W, WSW y SW (http://www.puertos.es). Respecto a las mareas, y según la misma fuente, las oscilaciones medias de la marea en el mar Mediterráneo son de unos 15-20 cm, por lo que tampoco es un factor que incida de forma determinante en la evolución costera. En relación a la dirección del viento, las direcciones predominantes en esta zona para el período estudiado son de componente NE (9% de las mediciones) y NNE (8% de las mediciones), con velocidades superiores a 8 m/s; la tercera componente es la SSE (7% de las mediciones). Por último, el oleaje dominante es de dirección E (27% de las mediciones), SE (25% de las mediciones) y NE (25% de las mediciones). Por tanto, la corriente longitudinal costera en el tramo de estudio presenta una dirección dominante en sentido NE-SO.

Con objeto de completar la caracterización del área de estudio, las obras marítimas más importantes son puertos comerciales y pesqueros (Sagunto, Castellón, Burriana) y deportivos (Siles), además de un conjunto numeroso de espigones y diques perpendiculares que jalonan la costa.

3. MATERIAL Y MÉTODOS

La caracterización de la evolución de línea de costa requiere de información sobre su posición en diferentes periodos (De la Peña, 2007). Para la obtención de estas líneas de costa se parte de diferentes fuentes de información: imágenes de satélite, cartografía, ortofotos, levantamientos topográficos, etc. En este estudio se han empleado varias fotografías aéreas del denominado vuelo americano B (1956), y ortofotografías de los años 2000, 2007 y 2012 (Tabla 1).

Tabla 1. Características generales de las imágenes.*Escala aproximada.
*Tabla 1. General characteristics of the images .*Approximate scale*

Fecha	Tipo	Escala	Fuente
1956	Fotog. aérea	1:33.000*	SGE
1998	Ortofoto	1:5.000	ICV
2000	Ortofoto	1:5.000	ICV
2007	Ortofoto	1:5.000	ICV
2012	Ortofoto	1:50.000	IGN

Tras comprobar y unificar los sistemas de referencia (ETRS89), se procedió a la obtención de las líneas de costa. Para ello, se digitalizó de forma manual, con ArcGis 10, el límite entre la zona seca y el agua, cuyo resultado fue una capa con formato vectorial por cada año de estudio 1956, 1998, 2000, 2007 y 2012 (Fig. 2). Es un ambiente micromareal, con una carrera de marea de 20-

30 cm (CEDEX, 1996), por lo que no se tuvieron en cuenta las fases mareales.

Para calcular las variaciones de posición de la línea de costa en los diferentes periodos se han trazado transectos (cada 100 m), que cortan cada una de las líneas de costa, a partir de los cuales se obtienen los parámetros estadísticos que permiten conocer la tasa de acreción/regresión de aquellos puntos donde el transecto corta la línea de costa. Para el cálculo de estos parámetros se ha utilizado la herramienta *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS), una extensión libre del sotfware ArcGIS 10. End Point Rate (EPR) muestra el valor del NSM divido por el número de años transcurridos entre esas líneas, de modo que es un índice de la tasa anual de movimiento (Thieler et al, 2009).

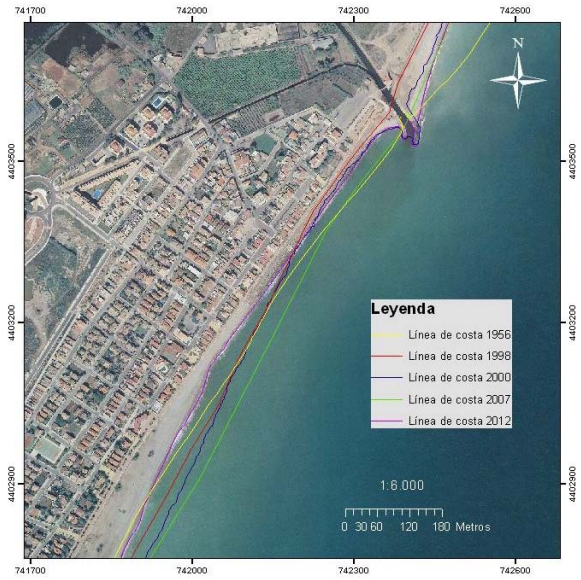


Fig. 2. Ejemplos de líneas de costa 1956, 1998, 2000, 2007, 2012.
Fig. 2. Examples of coastlines 1956, 1998, 2000, 2007, 2012.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Utilizando la herramienta DSAS se han obtenido las tasas de avance, retroceso o estabilidad de la línea de costa de la zona de estudio. En la figura 3 se divide el área estudiada en cinco tramos en función del parámetro EPR (Fig. 4), base para obtener las tasas de avance o retroceso de los diferentes transectos de la costa. Los resultados de este parámetro se representan en la figura 4.

La zona 1 (entre el límite S del dique longitudinal que protege la refinería ubicada al S del puerto de Castellón y el punto donde la costa cambia su orientación) presenta predominio del proceso de acreción. Las playas de esta zona presentan numerosas obras de protección, espigones y diques exentos, que provocan la acumulación de sedimentos en la parte N y la erosión en la S, debido a la difracción del oleaje (Viciana, 2001; Rodríguez, 2003; Crous y Pintó, 2006; Espinosa y Rodríguez, 2009). Según un estudio técnico del CEDEX (1996), las playas de esta zona sufrieron una continua erosión desde la creación del puerto de Castellón, por el freno de sedimentos que esta infraestructura supone (Pardo, 1991), por lo que se construyeron obras marítimas para proteger de la erosión este tramo costero.

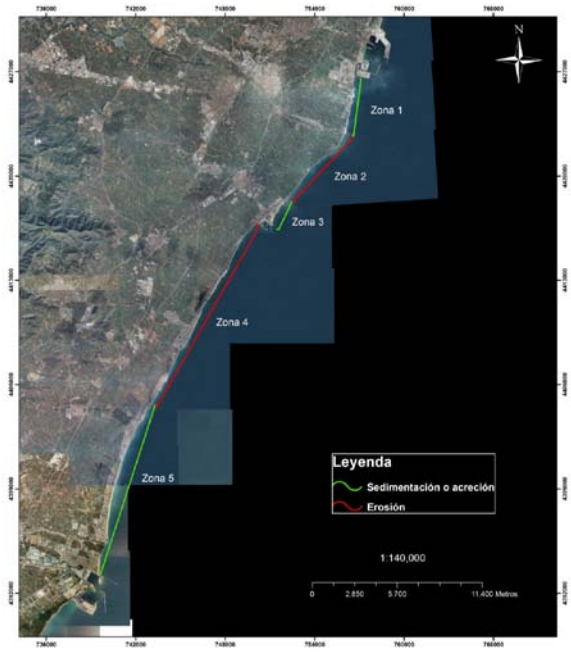


Fig. 3. Zonificación del área de estudio en función de las tasas de avance o retroceso (parámetro EPR).
Fig. 3. Zoning of the study area based on the forward or reverse rates (parameter EPR)

La zona 2 (entre el delta del río Mijares y el N de la playa del Grao de Burriana) se erosiona, lo que evidencia el escaso aporte de sedimentos del río Mijares debido al alto grado de antropización de su lecho (Viciana 2001; Crous y Pintó, 2006). Muestra de ello es la reducción considerable de su delta y el

retroceso de la línea de costa de casi 100 m en los últimos 56 años (Pardo, 1991).
Situada aguas arriba del puerto de Burriana la zona 3 presenta una alta tasa de acreción, ya que el puerto de Burriana interrumpe la corriente longitudinal costera por lo que retiene sedimento al N de dicha infraestructura (Rodríguez, 2003). Las tasas de avance en esta zona son muy elevadas, provocando una ganancia al mar de 150 m entre el año 1956 y el año 2012.

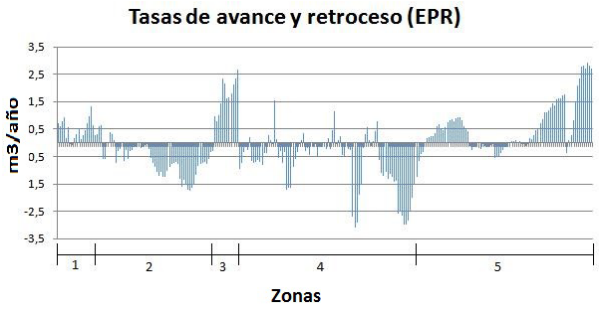


Fig. 4. Parámetro EPR.
Fig. 4. Parameter EPR

La zona 4 (entre el puerto de Burriana y el canal de la Bola) presenta un aporte de sedimentos muy reducido, a lo que contribuye el cierre mediante compuerta de los canales de cultivo que impiden la conexión continuada con el mar. Es la zona con mayor tasa de retroceso, que alcanza los 174 m en el periodo de estudio.
La zona 5 (entre el canal de la Gola y el puerto de Sagunto), es el tramo de estudio situado más al S. Debido a la construcción de dos infraestructuras portuarias y al aporte de material suplementario en las playas del N del puerto de Burriana, es la zona de estudio con mayor acreción, aunque se registran puntos de retroceso de la línea de playa debido al impedimento de transporte de los puertos y de pequeños muros en la parte superior de desembocaduras de pequeños canales de regadío.

5. CONCLUSIONES

En definitiva la zona de estudio se caracteriza por un retroceso generalizado de la línea de costa, con puntos donde se registra avance de la misma localizados al N de infraestructuras marítimas de carácter paliativo (diques, espigones y puertos). Estas obras se sitúan en los tramos donde existe una presión social (playas urbanas) para el mantenimiento y/o el aumento de la playa. Esta tendencia se presenta en todo el litoral Mediterráneo.

REFERENCIAS

Bird, E. 2008. Coastal Geomorphology. An introducción. 2 nd. Edition. Wiley. England.
CEDEX (Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas). 1996. “Estudio evolutivo de la costa de Castellón (desde el Puerto de Castellón hasta el Puerto de Sagunto)”. Informe Técnico.
Crous, A. y Pintó, J. 2006. Evolución de la playa de Sa Riera (Cap de Begur, Costa Brava) en los últimos 50 años. Investigaciones geográficas 39, 119-130.
Espinosa, V. y Rodríguez, I. 2009. Evolución costera del tramo comprendido entre San Juan de los Terreros y Playas de Vera (Almería). Revista de la Sociedad Geológica de España 22, 1-2.
Eurosion 2005. Vivir con la erosión costera en Europa. Sedimentos y espacio para la sostenibilidad. Eurosión. Comisión Europea.
Pardo, J.E. 1991. La erosión antrópica en el litoral valenciano. Valencia, Conselleria d’Obres Públiques, Urbanisme i Transport. Generalitat Valenciana, 240 pp.
Pérez Cueva, A. 1979. El cuaternario continental de la Plana de Castelló. Cuadernos de Geografía 24, 39 – 54.
Rey, J., Fernández Salas, L., Blázquez, A. 1999. Identificación de las unidades morfosedimentarias cuaternarias en la plataforma interna del litoral del País Valenciano: el rol de los factores morfoestructurales y eustáticos. Geoarquología i Quaternari litoral. Memorial M.P. Fumanal, Valencia, 403- 418.
Rodríguez, I. 2003. EUROSION: Castellón (Spain) Case Study. Report Pilot Sites EUROSION Project European Commission. DG Environment E.U.
Segura, F., Sanjaume, E. y Pardo, J. 1995. Evolución cuaternaria de las albuferas del sector septentrional del Golfo de Valencia. El Cuaternario del País Valenciano, Valencia, 139-154.
Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L., and Ergul, Ayhan, 2009, Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0— An ArcGIS extension for calculating shoreline change: U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1278.
Viciana, A. 2001. Erosión Costera en Almería 1957-1995. Instituto de Estudios Almeriense. Almería.

MORFOGÉNESIS EÓLICA Y EVOLUCIÓN EDÁFICA DEL ENTORNO DE LA LAGUNA DEL CHARCO DEL TORO (P. N. DE DOÑANA, SW ESPAÑA) DESDE EL FINAL DEL HOLOCENO MEDIO

Charco del Toro small lake (Doñana National Park, SW Spain): aeolian morphogenesis and soil evolution after the middle Holocene

C. Borja[1], F. Díaz del Olmo[1], F. Borja[2], J.M. Recio[3] y A. Lama[4]

1 Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional. Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla s/n. 41004-Sevilla. cesarborja@us.es
2 Departamento de Historia II y Geografía. Universidad de Huelva.
3 Departamento de Botánica, Ecología y Fisiología Vegetal. Universidad de Córdoba.
4 Departamento de Ciencias Sociales. Fundación San Pablo Andalucía CEU.

Abstract: Dune morphology and soils associated with the genesis and evolution of Charco del Toro small-lake have been studied from an integrated approach. The Charco del Toro is a very emblematic wetland of Doñana National Park (South-Atlantic Spanish Coast), which belongs to the wetland system of the *Aeolian Littoral Sand Sheet of El Abalario-Doñana*, one of the most important dune formations of European coast. Methodologically, several samples were collected for *Optically Stimulated Luminescence* in each aeolian unit mapped, and four wetland soil profiles were analyzed. We have concluded about the genesis and dynamics of the Charco del Toro small lake during the upper Holocene, considering the aeolian evolution and soil development of the area.

Palabras clave: morfogénesis eólica, suelos, complejo palustre, Charco del Toro, Doñana.
Key words: aeolian morphogenesis, soils, wetland system, Charco del Toro small-lake, Doñana.

1. INTRODUCCIÓN

Según la definición del Plan Andaluz de Humedales (CMA, 2002), un *complejo palustre* es un conjunto de lagunas que, además de compartir una misma caracterización morfogenética, se ven dinamizados por similares procesos hidro-geomorfológicos (Borja y Borja, 2002). Aplicado desde hace años al complejo palustre del *Manto Eólico Litoral de El Abalario-Doñana* (MELAD) (Borja y Díaz del Olmo, 1987), este enfoque integral del estudio de los humedales nos ha permitido clarificar el papel del modelado dunar, las formaciones edáficas y los flujos hídricos en su génesis y funcionamiento, así como concebir nuevos mecanismos de alimentación más allá del clásico modelo hipogénico (Borja, 2011; Borja et al., 2008). Como ejemplo de esta aproximación al estudio de los humedales, en el presente trabajo se da cuenta de los resultados obtenidos en relación a la laguna del Charco del Toro, una de las más emblemáticas del Parque Nacional de Doñana (Fig. 1), al objeto de establecer los términos de las relaciones existentes entre las unidades dunares y la evolución edáfica de este sector del MELAD, por una parte, y la génesis y la evolución del humedal, por otra.

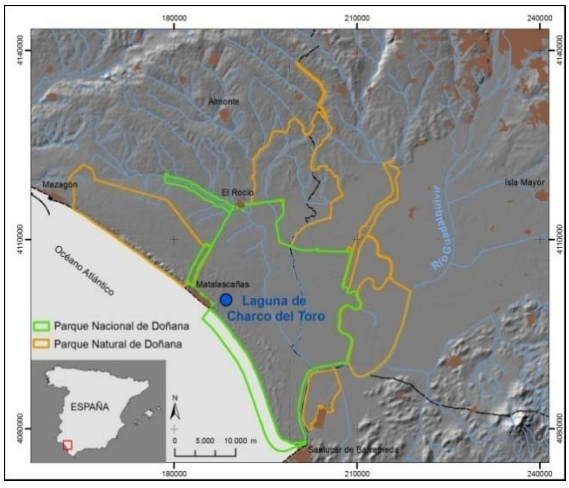


Fig. 1. Localización de la laguna de Charco del Toro.
Fig.1. Charco del Toro small-lake location.

2. ÁREA DE ESTUDIO

Desde el punto de vista morfosedimentario, el entorno de la laguna del Charco del Toro presenta una notable complejidad, al confluir en él cuatro de los grandes mantos eólicos que componen el MELAD (Borja y Díaz del Olmo, 1996). Según se aprecia en la figura 2, el denominado *Alto Manto Eólico Húmedo* (AMEh) ocupa el sector NE del ámbito estudiado, y en él se reconocen algunas dunas transversales originadas bajo un régimen de vientos predominantes del SW. En el caso del *Alto Manto Eólico Seco* (AMEs), superpuesto estratigráficamente al anterior, dichos vientos fueron de componente W, provocando el desarrollo de formaciones dunares con orientación N-S, como las que condicionan el emplazamiento de la laguna del Brezo, altamente degradada hoy día. El frente de avance del *Manto Eólico de Dunas Semiestables* (MEDS), monta sobre las dos unidades ya descritas y constituye el elemento morfológico que en mayor parte determina el contorno actual del Charco del Toro. Este *manto* está compuesto a base de dunas parabólicas, movidas por flujos del WSW. Finalmente, localizado al S del ámbito considerado y cubriendo en parte al MEDS, el *Manto Eólico de Dunas Activas* (MEDA) muestra el tren de dunas transversales de mayores dimensiones de la península Ibérica, las cuales progresan desde la línea de costa desde hace varios siglos empujadas por vientos del SW.

3. MATERIAL Y MÉTODOS

Para llevar a cabo la citada investigación se elaboró un esquema geomorfológico en el que se distinguieron las grandes unidades morfosedimentarias (o mantos eólicos), y dentro de cada una de ellas, algunos elementos singulares del modelado dunar. A tal objeto se fotointerpretaron varias colecciones de pares estereoscópicos de fotos aéreas de fechas diferentes, y se procedió a la apertura de catas y perforaciones manuales (hasta 3 m), así como al pertinente muestreo de las formaciones superficiales. Del tratamiento de las distintas muestras se obtuvieron la caracterización físico-química básica de suelos y sedimentos, y las datación absoluta por OSL (*Optically Stimulated Luminiscence*) de cada unidad (Aitken, 1985 y 1998; Walker, 2005). Los puntos de muestreo para OSL se localizan en la figura 2: el primero de ellos, DCHT1.1, se ubica sobre el AMEh, en el ámbito correspondiente a un extremo de la cubeta lagunar; el segundo, DCHT1.2, se sitúa sobre el MDSE, en el brazo izquierdo (occidental) de una de las dunas parabólicas que lo integran; y el tercero, DCHT1.3, se encuentra sobre una de las grandes formaciones transversales del MEDA. Por su parte, los cuatro perfiles edáficos se han ubicado en el fondo de la cubeta lagunar: CHT1, CHT2, CHT3 y CHT6 (Fig. 2).

4. RESULTADOS

Las dataciones OSL practicadas sobre los tres mantos eólicos en cuya confluencia se ubica el Charco del Toro, han permitido establecer una primera crono-secuencia con fechas absolutas de la morfogénesis eólica de este sector del MELAD. Las cronologías obtenidas (Tabla 1), confieren unas edades del tránsito entre el Holoceno medio y el superior para el sistema dunar que acoge la cubeta lagunar, y plenamente históricas para los sistemas de dunas parabólicas del MEDS (siglos VIII a X), y de dunas transversales del MEDA (ss. XIII-XIV).

Por su parte, el análisis de la evolución post-sedimentaria del entorno del Charco del Toro, se llevó a cabo mediante el levantamiento de cuatro perfiles edáficos. La comparación entre ellos permitió establecer un perfil de síntesis compuesto por tres grandes unidades edafo-sedimentarias. El tramo superior, de unos 0,25/0,30 m de espesor, está compuesto por limos arenosos con abundante materia orgánica sin descomponer. El horizonte intermedio, de un espesor entre 0,60/0,80 m, se compone principalmente de arcillas, aunque también recoge algo de arenas finas a muy finas, presentando abundantes concreciones metálicas (goethita) así como rasgos vérticos. Finalmente, por debajo de 0,80 m, aparece un banco de arenas medias lavadas de tonalidad blanquecina. Se trata, pues, de un perfil caracterizado por presentar, en términos generales, una importante acumulación de materia orgánica en los tramos superiores, así como una gran cantidad de

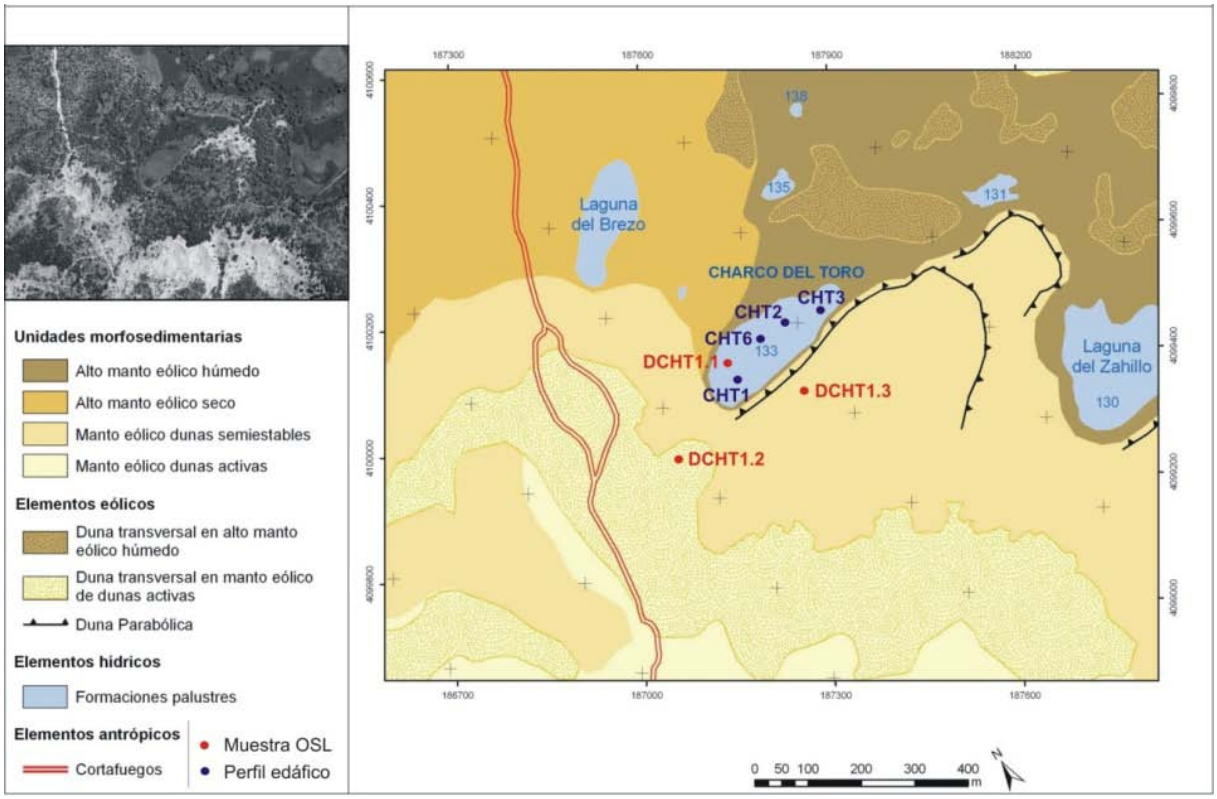


Fig.2. Esquema geomorfológico del entorno de la laguna de Charco del Toro.
Fig.2.Geomorphological map of Charco del Toro small-lake.

Tabla 1. Estimación cronológica proporcionada por las dataciones de OSL practicadas en el MELAD. Las muestras han sido procesadas en el Laboratorio de Dataciones y Radioquímica de la Universidad Autónoma de Madrid.
Table 1. Chronological stimation made from OSL samples, which were obtained in Dates and Radiochemical Laboratory of Autonomous University of Madrid.

Coordenadas UTM European Datum 1950 Huso 29S		Muestra	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Dosis Equiv. (Gy)	Dosis anual (mGy/año)	Años (B.P.)
x	Y							
187.276	4.099.696	DCHT1.1	1,44	1,98	0,07	5,70	1,66	3.433 ± 358
187.467	4.099.809	DCHT1.2	1,22	1,59	0,06	1,35	2,04	661 ± 73
187.634	4.099.716	DCHT 1.3	4,70	5,21	0,17	5,00	4,47	1.118 ± 150

de hierro coloidal de cromas anaranjados y amarillentos, el cual aparece tanto en disolución como en forma de nódulos y dispuesto a lo largo de todo el perfil (Recio et al., 2009).

4. SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

Tras el estudio realizado, y al margen de consideraciones de carácter climático, puede concluirse que la génesis y el funcionamiento de la laguna de Charco del Toro dependen tanto de factores morfosedimentarios (modelado dunar, diferencias texturales del material de partida…) como hidrogeomorfológicos (oscilaciones del freático, presencia de flujos subsuperficiales…). La confluencia de dichos factores favorece el desarrollo de formaciones superficiales de carácter hidromorfo (horizontes B_t), específicamente asociadas a las cubetas lagunares. La configuración de este tipo de horizontes viene propiciada, en primer lugar, por la presencia de materiales finos (arcillas) en el seno de los depósitos dunares, tanto heredados del substrato geológico como procedentes de procesos de neoformación favorecidos por la acidez y la disponibilidad de materia orgánica (Díaz del Olmo et al., 2014), y, en segundo término, por la existencia de importantes contrastes texturales en el seno del material arenoso de partida. Son precisamente estas diferencias texturales las que favorecen el lavado lateral de finos y su acumulación en las depresiones del modelado paleodunar. Bajo estas condiciones, las fluctuaciones del acuífero y las descargas de aguas ácidas que circulan por el interior de la masa arenosa, actuando bien de manera conjunta o individualmente, terminan induciendo la aparición de horizontes de tipo B_t, de rasgos vérticos y comportamiento prácticamente impermeable. A la postre, son estos horizontes los que sostienen la presencia de una importante lámina de agua fuera del periodo de inundación máxima por afloramiento del acuífero. El progresivo fortalecimiento de tales horizontes arcillosos hidromorfos durante el Holoceno reciente impone un funcionamiento lagunar condicionado cada vez de manera más preponderante por los flujos subsuperficiales (*régimen mesogénico*).

Agradecimientos

La presente investigación fue financiada por los proyectos GeoCroQ (HAR 2011/23798) y OAPN 036/2008. PAI-RNM-273.

REFERENCIAS

Aitken, M.J. 1985. Thermoluminescence Dating. Academy Press. Londres.

Aitken, M.J. 1998. An introduction to optical dating. Oxford University Press. Oxford.

Borja, C. 2011. Lagunas de Doñana (Huelva): génesis, dinámica y modelos hidrogeomorfológicos. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla. Inédito, 532 pp.

Borja, C. y Borja, F. 2002. Contribución a la clasificación genética de humedales de Andalucía: tipos genéticos y complejos palustres. En: *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio*. Pérez González, A. Vegas. J. y Machado, M.J. (Eds.). SEG-IGME, Serie Geológica nº 1. Madrid, 25-30.

Borja, C., Díaz del Olmo, F., Borja, F. 2008. Dinámica hidro-geomorfológica de la laguna de Charco del Toro (Complejo palustre del manto eólico litoral de El Abalario-Doñana, Huelva). *Territoris*, 7: 87-98.

Borja, F. y Díaz del Olmo, F. 1987. Complejos húmedos de El Abalario (entorno de Doñana, Huelva). *Oxyura*, vol. 4, nº 1, 27-43.

Borja, F. y Díaz del Olmo, F. 1996. Manto eólico litoral (MEL) de El Abalario (Huelva-España): episodios morfogenéticos posteriores al 22.000 BP. En: *Dinámica y evolución de Medios Cuaternarios*. Pérez Alberti, A., Martini, P., Chesworth, W. y Martínez Cortizas, A. (Eds.). Xunta de Galicia. Santiago de Compostela, 375-390.

CMA. 2002. Plan Andaluz de Humedales. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Sevilla, 263 pp.

Díaz del Olmo, F., Recio, J.M., Borja, C., Cámara, R., Borja, F. 2014. Edafogénesis y formación de humedales en el Manto Eólico Litoral de El Abalario-Doñana (Huelva, SW de España): la laguna de Navazo del Toro. *Jornadas de Investigación sobre la conservación de Doñana*. Estación Biológica de Doñana (CSIC).

Recio, J.M., Díaz del Olmo, F., Borja, C., Borja, F., Cámara, R. 2009. Changes in the recent pedogenesis. Role of the hydromorphism in two small-lakes of the Doñana National Park (Huelva, SW Spain). *Ecology and Noospherology*, vol. 20 (3-4): 145-147.

Walker, M. 2005. Quaternary Dating Methods. Wiley. Chichester, 286 pp.

EVOLUCIÓN HISTÓRICA Y ACTUAL DE LA LÍNEA DE COSTA EN LAS PLAYAS DE SOMO Y GERRA (CANTABRIA) MEDIANTE FOTOGRAMETRÍA AÉREA Y ESCÁNER LÁSER

*Historical and present day evolution of the coast line of Somo and Gerra beaches (Cantabria) by areal Photogrammetry and Terrestrial Scanner Laser***.**

J.J. de Sanjosé[1], E. Serrano[2], F. Berenguer[1], J.J. González-Trueba[3], M. Gómez-Lende[2], M. González-García[4] y M. Guerrero Castro[1]

1 Escuela Politécnica. Avenida de la Universidad. Universidad de Extremadura. 10003 Cáceres.
jjblasco@unex.es
2 Departamento de Geografía. Universidad de Valladolid
3 Centro Universitario Internacional CIESE – Fundación Comillas. Universidad de Cantabria
4 Departamento de Geografía. Universidad de Málaga

Abstract: This research was initiated in 1988 with topographical survey carried out in Somo beach (central coast of Cantabria), when the base of the coastal dune coincided with the appearance of substract. Twenty two years later (2010) these rocks were located in the middle of the beach, and the coastal dune had receded more than 20 meters.
From the year 2011, five measurements were made with laser scanner, over 400 meters from the coastline the beaches of Somo and Gerra (western Cantabria).
Moreover, a recent development (laser scanner) is complemented with the knowledge of the historical development of both studied areas. To do this, mapping was performed using aerial photogrammetric images available (since 1948) by the Autonomous Community of Cantabria. This mapping has an equidistance curves of 5 meters, where is shown the contour of zero altitude, the foot and head of the coastal talus. Both photogrammetric mapping as laser scanner surveys were georeferenced in the UTM (ED50) system

Palabras clave: Evolución costera, técnicas geomáticas, Gerra, Somo, Cantabria.
Key words: Coastal evolution, geomatics techniques, Gerra, Somo, Cantabria.

1. INTRODUCCIÓN

El litoral de Cantabria se caracteriza por el dominio de una costa acantilada interrumpida por estuarios y bahías, y sólo en algunas ocasiones, ensenadas y sistemas de playas y dunas. Presenta una morfología muy entrecortada, en la que dominan los acantilados, que ocupan el 77,5% del frente litoral, y las playas, que representan el 22,5% de la costa (González Amuchastegui *et al*., 2005). Las playas más extensas son puntas y flechas asociadas a los estuarios, como el caso de Somo, así como amplias ensenadas con playas limitadas por acantilados, como en el caso de Gerra. Los mayores arenales y playas se asocian a los estuarios y desembocaduras de los ríos, como es el caso de Somo, en la desembocadura del Miera, y Gerra, al exterior de la ría de San Vicente.

El interés del estudio de las costas acantiladas sobre playas y los sistemas de dunas se centra en el hecho de ser la primera línea de defensa frente a las mareas, tormentas de ola y corrientes, generando un ámbito muy cambiante donde se concentran actividades de ocio y se generan paisajes y ecosistemas singulares.

Los procesos que intervienen en el funcionamiento y la formación de acantilados sobre materiales blandos y dunas costeras son bien conocidos (Bird, 2008), si bien los resultados de dichos procesos varían en función de diferentes parámetros como la antropización del medio y el ambiente (estuarino, mar abierto, delimitación costera).

El interés por conocer la dinámica costera en Cantabria comenzó en el año 1988, dentro de un convenio de colaboración entre los Departamentos de la Universidad de Cantabria:

Ciencias y Técnicas del Agua y del Medio Ambiente e Ingeniería Geográfica y Técnicas de Expresión Gráfica (Sanjosé, 1989).
Entre 1988 y 2009, la playa de Somo ha sufrido un gran retroceso, visible a partir de las referencias existentes en la playa, como son los afloramientos del sustrato a modo de peñascos. A partir de estas observaciones, se inició el control del retroceso de la línea costera en tres playas de Cantabria: Gerra, Somo y Laredo.
Los objetivos propuestos son: determinar la magnitud del retroceso de la línea de costa, tanto en una playa acantilada con materiales blandos como en un ambiente dunar, y determinar la fiabilidad de las técnicas geomáticas y fotogramétricas para el seguimiento de la línea de costa. En este trabajo se exponen las investigaciones realizadas en las playas de Gerra y Somo.

2. PLAYA DE GERRA

2.1. Zona de estudio

Entre el abrupto resalte de Cabo Oyambre y Peñaentera, formado por calcarenitas compactas, y la ría de San Vicente, se desarrolla una playa de 3 km de longitud (Gerra-Merón) alimentada por los aportes de la ría de San Vicente (Hernández Pacheco, 1966; Flor-Blanco y Flor, 2006). Entre el cabo y la ría, afloran areniscas y conglomerados eocenos, arcillas, calizas, y conglomerados oligocenos, y en Gerra, en el contacto entre ambas formaciones, arcillas del Triásico en una pequeña estructura diapírica, conformando una costa baja acantilada.



Fig. 1. Vista general de la playa de Gerra-Merón.
Fig. 1. General view of Gerra-Merón beach.

En el extremo oriental de la playa de Merón, se efectúa el control de un tramo de acantilado. La alternancia de materiales con diferente grado de competencia, así como la disposición y acusado buzamiento ofrecen un cantil fácilmente erosionable. Se trata de un sistema cantil-playa muy activo y expuesto, especialmente en los momentos de pleamar y fuerte temporal. Se ha desarrollado un control del perfil de la playa arenosa, la berma de temporal armada en gravas y bloques procedentes de las areniscas y conglomerados del acantilado, y el propio acantilado que muestra claras morfologías erosivas con huellas de desprendimientos y deslizamientos por zapa en la base (Fig. 1).

2.2. Toma de datos y resultados

Estos trabajos topográficos (escáner láser) comenzaron con el posicionamiento en coordenadas UTM de las bases de medición. Para ello, se partió de las coordenadas de los vértices geodésicos más cercanos.
El intervalo de la malla de medición que se ha impuesto al escáner es de 50 cm/100 m (Fig. 2). En esta zona, la distancia media de escaneado es de unos 50 m, y por tanto se tiene una densidad de un punto cada 25 cm, pero a menor distancia, el espacio entre puntos es menor.
Una vez escaneada la zona de trabajo, pueden ejecutarse los perfiles que se crean necesarios. En este caso, se seleccionaron nueve perfiles, con una separación entre ellos de 25 m (P6-P7) (Fig. 2).

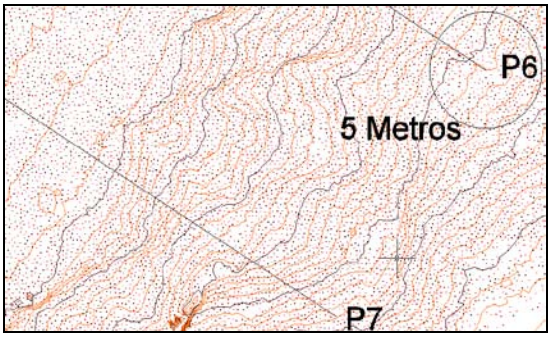


Fig. 2. Densidad de puntos escaneados para una distancia de 100 m. En el inicio del perfil 6 (P6) puede verse el número de puntos en un radio de 5 m.
Fig. 2. Density of scanned points to a distance of 100 m. In P6 is possible to see the number of points in a radio of 5 m.

Se han realizado cinco observaciones: agosto de 2011, junio de 2012, noviembre de 2012, junio de 2013 y noviembre de 2013. Los datos muestran pequeñas variaciones entre la zona de pleamar y bajamar. Asimismo, se observa que

por encima de la línea máxima de pleamar, no hay grandes movimientos del terreno (Fig. 3).

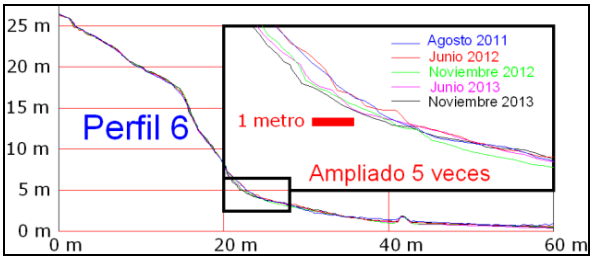


Fig. 3. Evolución del perfil 6.
Fig. 3. Profile 6 evolution.

3. PLAYA DE SOMO

3.1. Entorno geográfico

En la zona central de la costa de Cantabria, sobre el margen oriental de la entrada de la Bahía de Santander, se extiende un amplio tramo de costa arenosa a favor de la bien definida flecha arenosa litoral del Puntal de Somo, que cierra la bahía con su disposición este-oeste.

La playa de Somo forma parte de este complejo estuarino, en el que desemboca el río Miera (Dantín, 1917; Cendrero *et al.*, 1981). La bahía ocupa una depresión diapírica, limitada por fracturas y drenada a lo largo del Cuaternario por sucesivos ríos e inundada por el mar. La barrera arenosa tiene 5 km de longitud que enlaza con la ensenada y los arenales dunares de Somo. La Bahía ha perdido aproximadamente el 50% de su superficie original postflandriense (Cendrero *et al.*, 1981) y el canal se draga continuamente para permitir el paso de grandes embarcaciones, de modo que el sistema morfodinámico está muy intervenido. En la actualidad, la dinámica marina está provocando la erosión del frente arenoso y campo dunar, ofreciendo cortes de varias decenas de metros en respuesta a la zapa directa por impacto del oleaje en los momentos de temporal y pleamar.

3.2. Toma de datos y resultados

3.2.1. Evolución actual (Escáner láser)

Mensualmente, entre los años 1988 y 1993, se realizaron perfiles topo-batimétricos entre la bocana de entrada a la bahía de Santander y la playa de Loredo, esto es, en aproximadamente 4 km se hacían 18 perfiles. Los perfiles de la playa se realizaban con estación total, de manera que se obtenía una cantidad muy limitada de puntos. En general, entre los datos batimétricos y topográficos de los 18 perfiles, se dispuso de una cantidad inferior al millar de puntos. Se hace hincapié en la magnitud de puntos observados porque, actualmente, las mediciones con escáner láser, permiten obtener más de 50 millones de puntos (100 m de la línea de costa) con error posicional de los puntos de 6 mm, y todo ello en un tiempo inferior a 20 minutos.

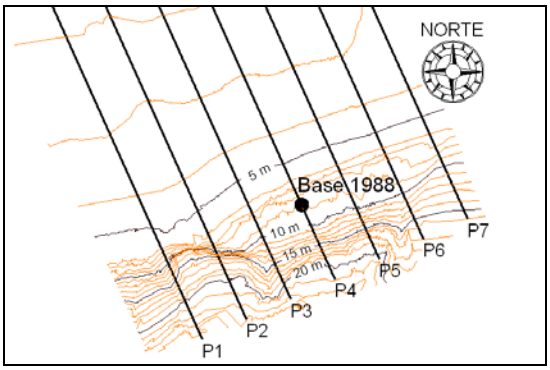


Fig. 4. Situación de perfiles (distancia entre ellos de 15 m).
Fig. 4. Profile locations (separated 15 m).

La zona de estudio se ha limitado con respecto al periodo 1988-93, al sector de las "Quebrantas", donde se ha observado un mayor retroceso. El sistema de coordenadas empleado es el UTM, el mismo que en el año 1988, y para ello, ha sido necesario hacer una poligonal desde los vértices geodésicos cercanos.

Entre los perfiles actuales, se ha hecho coincidir el perfil 4 con uno de los perfiles de 1988 (Fig. 4). Una vez realizadas las mediciones se ha comprobado un retroceso del frente superior a los 20 m (Fig. 5).

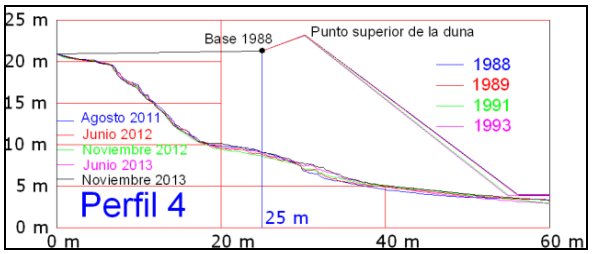


Fig. 5. Retroceso del frente en el perfil 4.
Fig. 5. Front receded in the profile 4.

Por otra parte, entre las cinco mediciones realizadas con escáner láser entre los años 2011, 2012 y 2013, se ha comprobado que, durante este periodo, existe estabilidad en esta zona.

3.2.2. Evolución histórica (Fotogrametría)

Las fotografías aéreas con configuración fotogramétrica disponibles en esta zona de la costa de Cantabria, corresponden a los años: 1985, 1988, 2001, 2005, 2007 y 2010.

Se han empleado los vuelos de los años: 2005, 2007 y 2010, para representar los mismos perfiles que se están midiendo actualmente con escáner láser (Fig. 4).

En la Figura 6, puede verse la evolución fotogramétrica del perfil 4, medido con topografía (1988-1993) y actualmente con escáner láser (Fig. 5). Se comprueba en la Figura 6, que desde el año 2005 existe un retroceso del frente, pero en unas proporciones similares a las actualmente obtenidas con escáner láser.

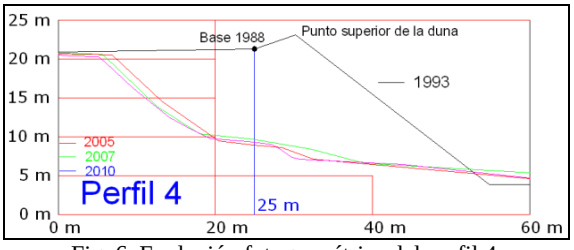


Fig. 6. Evolución fotogramétrica del perfil 4.

Fig. 6. Photogrammetric evolution of profile 4.

4. CONCLUSIONES

La instrumentación geomática terrestre (GPS, estación total, escáner láser), permite un nivel de precisión impensable hace 20 años. Es posible conseguir datos 3D (X, Y, Z) de los puntos observados con errores inferiores a 1cm.

En un contexto de cambio global, la relación entre la dinámica de las aguas marinas y el control de los procesos erosivos, generados en nuestras costas, puede arrojar información de interés sobre los ritmos de dicha interacción morfodinámica. La acción del oleaje propicia activas dinámicas diferenciadas, dependiendo de la litología, la disposición estructural, el modelado, su orientación y exposición.

En las zonas de estudio se pueden diferenciar dos ámbitos:

- Estables en las fechas medidas, asociada a acantilados en rocas blandas, que muestran actividad relacionada con temporales ~~con~~ durante pleamar.
- Inestables y con rápidos retrocesos y cambios dinámicos en los arenales, con retrocesos de 2 m/año en Somo.

Es necesario continuar las mediciones de precisión mediante técnicas geomáticas y su complementariedad con cartografías y fuentes (imágenes y fotografías de satélite) para una mayor precisión en su evolución reciente y dinámica actual.

REFERENCIAS

Bird, E. 2008. Coastal Geomorphology: An Introduction (2ª ed.). Wiley and Sons, Chichester, 436 pp.

Cendrero A., Díaz de Terán J.R. Salinas J.M. 1981. Environmental economic evaluation of the filling and reclamation process in the Bay of Santander, Spain. Environmental Geology 3, 325-336.

Dantín, J. 1917. Evolución morfológica de la Bahía de Santander. Trabajos del MNCN, Serie Geológica nº 20. Madrid. 43 pp.

Flor-Blanco, G. Flor, G. 2006. Zonación geomorfológica y unidades morfosedimentarias del conjunto estuarino de San Vicente de la barquera (Cantabria). Actas IX Reunión Nacional de Geomorfología, Universidad de Santiago de Compostela, Santiago, 375-388.

González Amuchastegui, M.J., Serrano, E., Hedeos, J.M., Meaza, G. 2005. Cambios en el nivel del mar durante el Cuaternario y morfología litoral en la costa oriental cantábrica (País Vasco y Cantabria). En. E. Sanjaume y J. Mateu (eds.) Geomorfología litoral y Cuaternario. Universitat de Valencia, Valencia, 167-180.

Hernández Pacheco, E. Asensio Amor, I. 1966. Fisiografía y sedimentología de la playa y ría de San Vicente de la Barquera (Santander). Estudios Geológicos 22, 1-23.

Sanjosé, J.J. 1989. Perfiles dinámicos de la bahía de Santander. Proyecto Final de Carrera, Universidad de Extremadura, 400 p.

TEMPORALES MARÍTIMOS Y EROSIÓN COSTERA EN LA BAHÍA DE CÁDIZ

Storms and coastal erosion in the Bay of Cádiz

L. del Río[1], M. Puig[1], T.A. Plomaritis[1,2] y J. Benavente[1]

1 Depto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Cádiz. Av. República Saharaui s/n, 11510 Puerto Real, Cádiz.
laura.delrio@uca.es
2 Universidade do Algarve (Faro, Portugal)

Abstract: This work presents an analysis of storminess over the last 50 years in the Gulf of Cadiz (SW Spain) and a comparison with shoreline erosion rates in Valdelagrana and Sancti Petri sandspits. Aerial photographs were used for assessing changes in the position of the dune toe, while storm events were obtained from wave buoy data and the hindcast database of the HIPOCAS project. Results show contrasting patterns in both sandspits, with the best agreement between storms and shoreline change observed in Sancti Petri sandspit, while Valdelagrana exhibits a lower dependence between shoreline erosion and storminess. This is related to the contrasting exposure of both sites, as Sancti Petri is more exposed and thus more sensitive to storm impact. Conversely, the main causes of retreat in Valdelagrana are more related to human interventions performed on the coast and in the nearby rivers (breakwaters, jetties and dams).

Palabras clave: evolución costera, temporales, erosión costera, fotografías aéreas, Golfo de Cádiz
Key words: coastal evolution, storms, coastal erosion, aerial photographs, Gulf of Cádiz

1. INTRODUCCIÓN

El interés de los procesos relacionados con la influencia del clima marítimo en los cambios costeros es cada vez mayor, debido al cambio climático y a la creciente concentración de población en el litoral. En el entorno de la Bahía de Cádiz, se han realizado numerosos estudios que caracterizan la evolución costera y los temporales marítimos (p.ej. Benavente et al., 2002), pero hasta el momento no se ha investigado en detalle la relación a medio plazo entre ellos. En este trabajo se comparan los cambios de la línea de costa registrados en las últimas décadas en dos flechas litorales de la Bahía de Cádiz, con las características del clima marítimo durante el mismo periodo.

La zona de estudio se sitúa en el sector oriental del Golfo de Cádiz (Fig. 1). Es una costa mesomareal, donde predomina el oleaje de mar de fondo procedente del O y SO, con una altura significante media en torno al metro y periodos asociados de 5-6 segundos (Benavente et al., 2002). El análisis se centra en dos flechas litorales con diferentes condiciones de exposición al oleaje y ocupación antrópica.

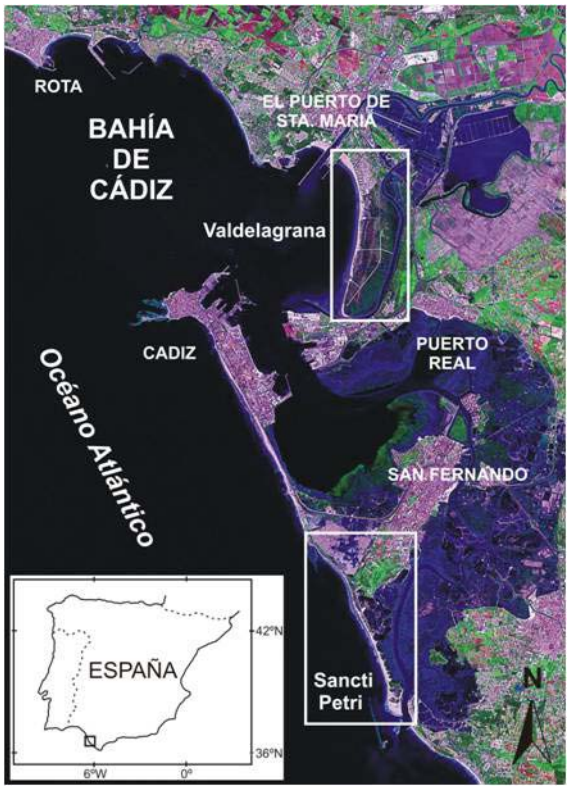


Fig. 1. Esquema de localización del área de estudio.
Fig. 1. Location sketch of the study area.

La flecha de Valdelagrana, de 7 km de longitud, se ubica en una zona protegida debido a la refracción del oleaje en torno al tómbolo de Cádiz (Fig. 1). Se halla limitada por estructuras artificiales, y su extremo norte está urbanizado, mientras que el resto pertenece al Parque Natural Bahía de Cádiz. La flecha de Sancti Petri, de 7,7 km de longitud, es una zona natural expuesta al oleaje (Fig. 1), y también pertenece a dicho Parque Natural. Ambas flechas presentan una playa arenosa y cordones dunares, que delimitan zonas de marisma.

2. METODOLOGÍA

Para determinar los cambios en la posición de la línea de costa, se usaron fotografías aéreas de diversas fechas entre 1956 y 2010. Se utilizó un SIG para georreferenciar las imágenes, digitalizar el pie de duna y calcular los cambios registrados. Mediante la extensión DSAS para ArcGIS® (Thieler et al., 2009) se midieron las distancias entre las líneas de costa a lo largo de transectos perpendiculares. Las tasas de cambio se obtuvieron calculando la pendiente media de la recta de regresión entre vuelos consecutivos.
La información sobre los temporales se obtuvo de la boya costera de Cádiz (Puertos del Estado) y de la base de datos de retroanálisis del proyecto HIPOCAS (Guedes-Soares et al., 2002). Se filtraron los datos según un umbral de altura de ola de 2 m, dirección de aproximación SO, y duración mínima de los eventos de 72 h. Los temporales se caracterizaron mediante el cálculo de diversos parámetros energéticos, determinando además la duración de cada temporal y el número de temporales en cada periodo entre vuelos consecutivos. Los parámetros fueron promediados para cada periodo, y se realizó un análisis de correlación de Pearson entre los resultados y los cambios costeros calculados en cada zona de estudio.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Evolución de la línea de costa

En las Figs. 2 y 3 se muestran los resultados de la evolución del pie de duna en las flechas de Valdelagrana y Sancti Petri en el periodo 1956-2010. Cada zona se ha dividido en tres sectores con diferente comportamiento evolutivo.
El sector norte de Valdelagrana (zona 1) muestra una tendencia acumulativa, que se estabiliza en las últimas dos décadas. En el área central (zona 2) se pasa de una tendencia acrecional inicial a una erosión, que alcanza su máximo (con tasas de hasta -10,1 m/año) a mediados de los años 80. El sector sur (zona 3) presenta una erosión extrema, con un máximo de -22,6 m/año a mediados de los años 80, que disminuye posteriormente (Fig. 2).

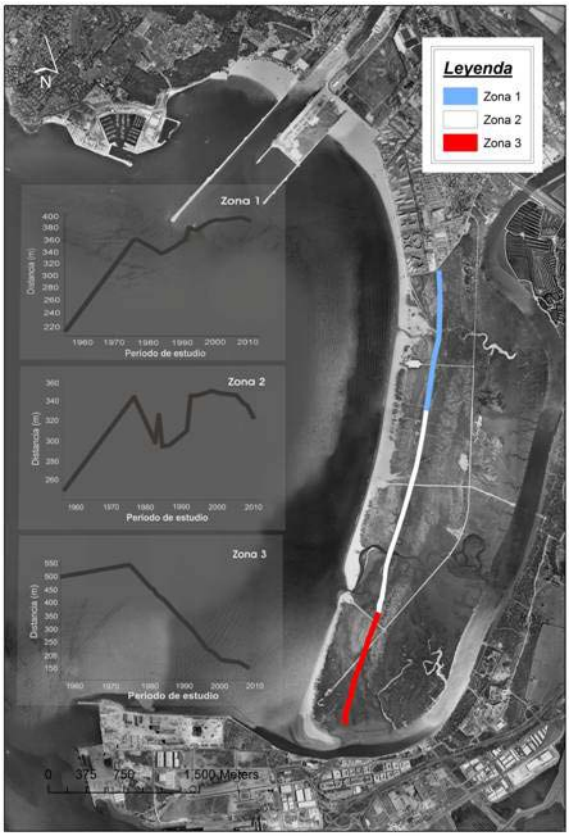


Fig. 2. Evolución del pie de duna en la flecha de Valdelagrana entre 1956 y 2010.
Fig. 2. Evolution of the dune foot in Valdelagrana sandspit during the period 1956-2010.

La flecha de Sancti Petri se caracteriza por una alternancia de comportamientos, con máxima variabilidad de los cambios de tendencia en el sector sur, debido a la presencia de abanicos de desbordamiento. Según su comportamiento evolutivo, se puede diferenciar un sector (zona 1) que se extiende desde el extremo norte hasta el sur, con la mayor longitud de costa en la zona central de la flecha (Fig. 3) y una tendencia erosiva, con una tasa media de -1 m/año. La zona 2, en el norte de la flecha, presenta una tendencia acumulativa inicial, seguida por una erosión gradual en torno a -0,4 m/año. La zona 3 corresponde a los abanicos del sector sur, y su tendencia es muy variable (Fig. 3).

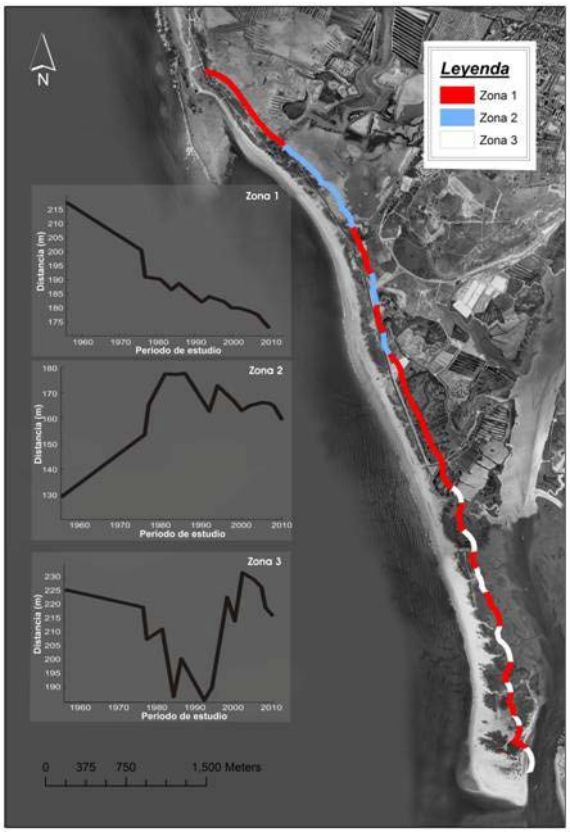


Fig. 3. Evolución del pie de duna en la flecha de Sancti Petri entre 1956 y 2010.
Fig. 3. Evolution of the dune foot in Sancti Petri sandspit during the period 1956-2010.

3.2. Análisis de temporales

En la Fig. 4, se presenta la evolución de varios parámetros calculados para los temporales en los periodos entre vuelos consecutivos. Las principales diferencias entre las dos zonas de estudio aparecen entre 1977 y 1992, debido a la diferente disponibilidad de imágenes.

En total se registraron 111 temporales entre 1956 y 2010, con una duración total de 756 días y una distribución variable en los diferentes periodos (Fig. 4). Destaca la frecuencia de temporales en 1984-1985 (Valdelagrana), 1984-1986 (Sancti Petri), 2002-2005 y 2008-2010, con los mayores valores de los parámetros energéticos totales. Por otro lado, la energía y la erosividad medias presentan un patrón estable, mientras que las de pico muestran importantes variaciones en las últimas décadas.

3.3. Correlaciones erosión – temporales

El análisis de correlación de Pearson entre los parámetros de los temporales y los cambios del pie de duna muestra los mejores valores de correlación para la energía media en pleamar. Estos valores se han recogido en la Tabla 1.

Tabla 1. Valores del coeficiente de correlación de Pearson entre los cambios costeros y la energía media en pleamar.
Table 1. Pearson correlation values between shoreline changes and mean energy at high tide for the study areas.

		Coeficiente	Valor de P
Valdelagrana	Zona 1	-0,20	0,48
	Zona 2	-0,52	0,04
	Zona 3	-0,41	0,12
Sancti Petri	Zona 1	-0,60	0,02
	Zona 2	0,46	0,09
	Zona 3	-0,46	0,09

Para Valdelagrana, la mejor correlación aparece en la zona central (zona 2), que es la más expuesta al oleaje. Este sector muestra el mayor valor negativo del coeficiente de correlación (r = -0,52) y un valor de P inferior a 0,05, por lo que la correlación es estadísticamente significativa. El valor de r más cercano a cero en el sector norte (zona 1) revela la importancia de otros factores en los cambios de la línea de costa, como los espigones del río Guadalete (Fig. 1), que modifican el punto de control de la difracción del oleaje en la bahía en Z (Martínez-del-Pozo et al., 2001), y el relleno de un antiguo caño mareal, que favoreció el desarrollo dunar. Los valores en el sector sur (zona 3) también indican la influencia de otros factores, como los mencionados espigones, si bien muestran una mayor relevancia de la energía de los temporales con respecto al extremo norte.

En el caso de Sancti Petri, el tramo donde los temporales tienen un mayor impacto en la evolución costera es la zona 1, que se extiende por diversos sectores a lo largo de la flecha (Fig. 3), con un valor de r = -0,60 y un valor de P de 0,02. Este resultado concuerda con las conclusiones de Benavente et al. (2013), que destacan la alta vulnerabilidad de esta zona ante los temporales, reflejada en la baja altura de ola necesaria para reactivar los desbordamientos. En la zona 2, la correlación es positiva, lo que podría indicar que el sedimento erosionado por los temporales en las áreas adyacentes podría depositarse en esta zona. Finalmente, en los desbordamientos del sector sur (zona 3), el valor de correlación señala la influencia de otros factores que se suman a los temporales a la hora de generar la gran variabilidad en la tendencia de la línea de costa de esta zona.

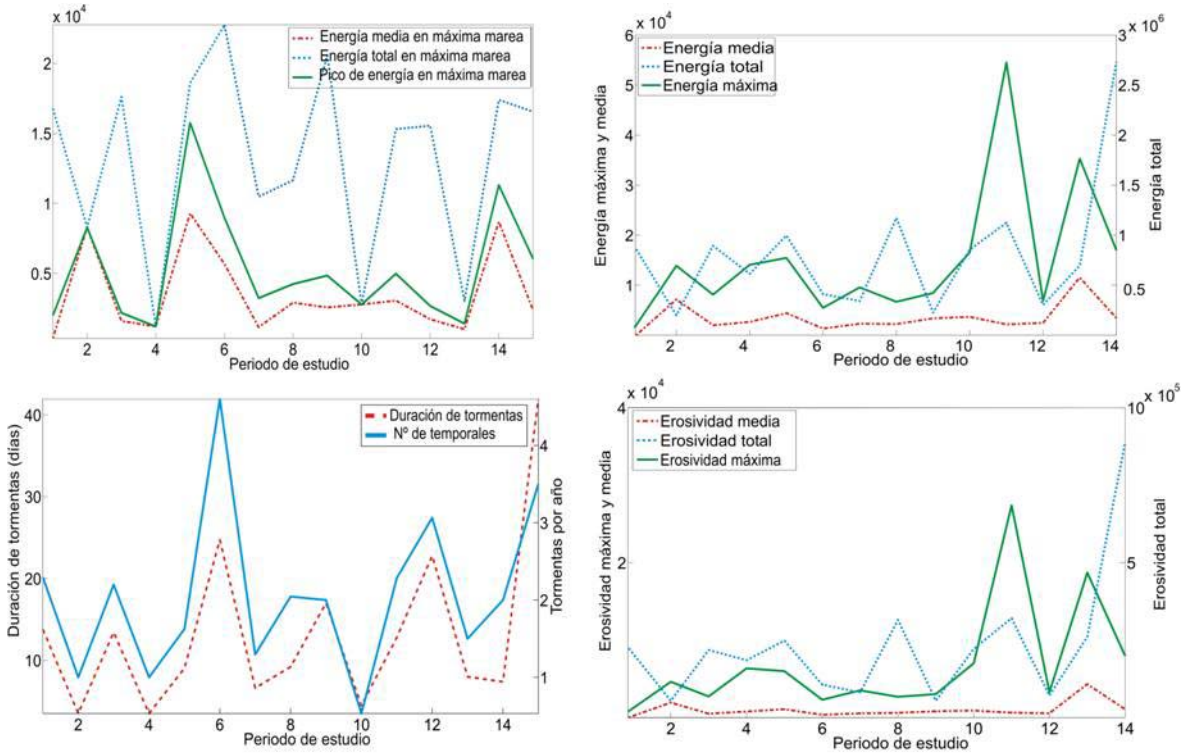


Fig. 4. Evolución de los parámetros de los temporales en el centro y sur de Valdelagrana (izq.) y en Sancti Petri (dcha.).
Fig. 4. Evolution of storm parameters in the central and southern sectors of Valdelagrana (left) and in Sancti Petri (right).

4. CONCLUSIONES

En este trabajo se aportan nuevos datos sobre la influencia de los temporales en los cambios de la línea de costa a medio plazo registrados en las flechas litorales de Valdelagrana y Sancti Petri, en la Bahía de Cádiz. La erosión asociada a los temporales es mayor en las zonas más expuestas de ambos sistemas, existiendo también otros factores que influyen en las tasas de retroceso, como los aportes sedimentarios fluviales y las intervenciones antrópicas. Estos factores adquieren una mayor relevancia en las zonas donde los valores de los coeficientes de correlación entre la energía de los temporales y los cambios costeros son menores; no obstante, también en estas zonas los temporales contribuyen a modular las tasas de erosión, que aumentan en los años con mayor incidencia de temporales. Estos datos constituyen una herramienta útil para la gestión del riesgo de erosión, ya que las estrategias de gestión deben diseñarse teniendo en cuenta los principales factores que generan la erosión.

Agradecimientos
Este trabajo es una contribución al grupo RNM-328 del PAI, y a los proyectos RNM-6547 y GERICO (CGL 2011-25438). El trabajo de M. Puig ha sido financiado por la beca FPI BES-2012-053175.

REFERENCIAS

Benavente, J., Del Río, L., Anfuso, G., Gracia, F.J. y Reyes, J. 2002. Utility of morphodynamic characterisation in the prediction of beach damage by storms. Journal of Coastal Research 36, 56-64.

Benavente, J., Del Río, L., Plomaritis, T.A. y Menapace, W. 2013. Impact of coastal storms in a sandy barrier (Sancti Petri, Spain). Journal of Coastal Research SI 65, 666-671.

Guedes-Soares, C., Weisse, R., Carretero, J.C. y Alvarez, E. 2002. A 40 years hindcast of wind, sea level and waves in European waters. Proceedings. 21st International Conference on Offshore Mechanics (Oslo, Norway), ASME, SR28604.

Martínez del Pozo, J.A., Anfuso, G. y Gracia, F.J. 2001. Recent evolution of a tidal delta in Cádiz Bay (SW Spain) due to human interventions. En: Özhan, E. (Ed): Proceedings of the Fifth International Conference MEDCOAST, Vol. 1, 1425-1433.

Thieler, E., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L. y Ergul, A. 2009. The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 - An ArcGIS extension for calculating shoreline change. USGS open-file report, 2008-1278.

SUBSISTEMAS ESTUARINOS DE LA BAHÍA DE SANTANDER (CANTABRIA, N DE ESPAÑA)

Estuarine subsystems of the Bay of Santander (Cantabria, N Spain)

G. Flor[1] y G. Flor-Blanco[1]

1 Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo.
gflor@geol.uniovi.es

Abstract: The bay complex of Santander (Cantabria, NW Spain) is constituted by two mesotidal estuarine subsystems laterally linked that are dynamic, morphological, and sedimentological very different. An elongated (3,115 m) and narrow (100-250 m) sand spit, culminated by vegetated foredunes, confines both Santander and Cubas subsystems. The first one is the broadest, adapted to the Keuper evaporites and clay sediments, as part of the estuarine valley controlled by NE-SW faults; it is very anthropized with an intensive reclamation in the western side and dredging, leading to the dismantling of many inner and outer sand bars for the development of the port of Santander facilities, since the XIX century. In the inner area, there are three coastal streams with low runoff flowing into the old mud flats. The wide sand flat is stabilized on the east side, drained by two shallow submerged tidal channels. The Cubas subsystem is well developed in the eastern area generating a variety of morpho-sedimentary units, among which highlights a flow-tidal delta. It is drained by the river Miera, and broad marshes were reclaimed but they have great potential to be recovered in the medium term when the port of Santander will be extended before 2022. This study is an update of previous works incorporating the main anthropogenic changes due to the expansion of the Santander port.

Palabras clave: subsistemas, estuario, cartografía, desecación, Cantabria
Key words: subsystem, estuary, mapping, reclamation, Cantabria

1. INTRODUCCIÓN

Este complejo estuarino de Santander está situado en el área central de la costa cantábrica, caracterizada por ser una costa predominantemente rocosa acantilada, de carácter mesomareal, afectada por vientos del SO, O, NO y NE y a la que llegan oleajes dominantes del NO.

Es el mayor estuario de la costa cantábrica, que está muy colmatado y alcanza una extensión actual de 23,46 km² y un perímetro de 97 km.

Representa el relleno sedimentario durante el máximo flandriense de valles fluviales, principal y tributarios (Tabla 1), dentro del ámbito de influencia mareal, que se suma a los estudiados en el occidente de Cantabria (Flor-Blanco *et al*., 2012).

Se confinan por una espiga arenosa (Puntal de Somo) de 2.700 m de longitud y anchura de 100 a 250 m, cuyo ápice es la punta Rabiosa, que se continúa hacia el O en otros 2.175 m por la playa de Loredo (Fig. 1).

Las mareas vivas máximas son de 5,46 m y las mínimas de 0,03 m (APS, 2012), produciéndose una cierta amplificación de la onda mareal desde mar abierto, por lo que representa un estuario hipermareal.

Tabla 1. Características de la red de drenaje en el complejo de la bahía de Santander y en cada subsistema estuario.
Table 1. Characteristics of the fluvial drainage of the Bay of Santander and their estuarine subsystems.

	RÍO PRINCIPAL						
COMPLEJO ESTUARINO DE SANTANDER	NOMBRE	tipo de río	superficie km²	longitud km	caudales anuales m³/s		
					medios	máximos	mínimos
subsistema de Santander	varios	arroyos costeros	98,94	12,48	—	—	—
subsistema de Cubas	Miera	cordillerano	316,00	45,00	5,24	7,75	2,64

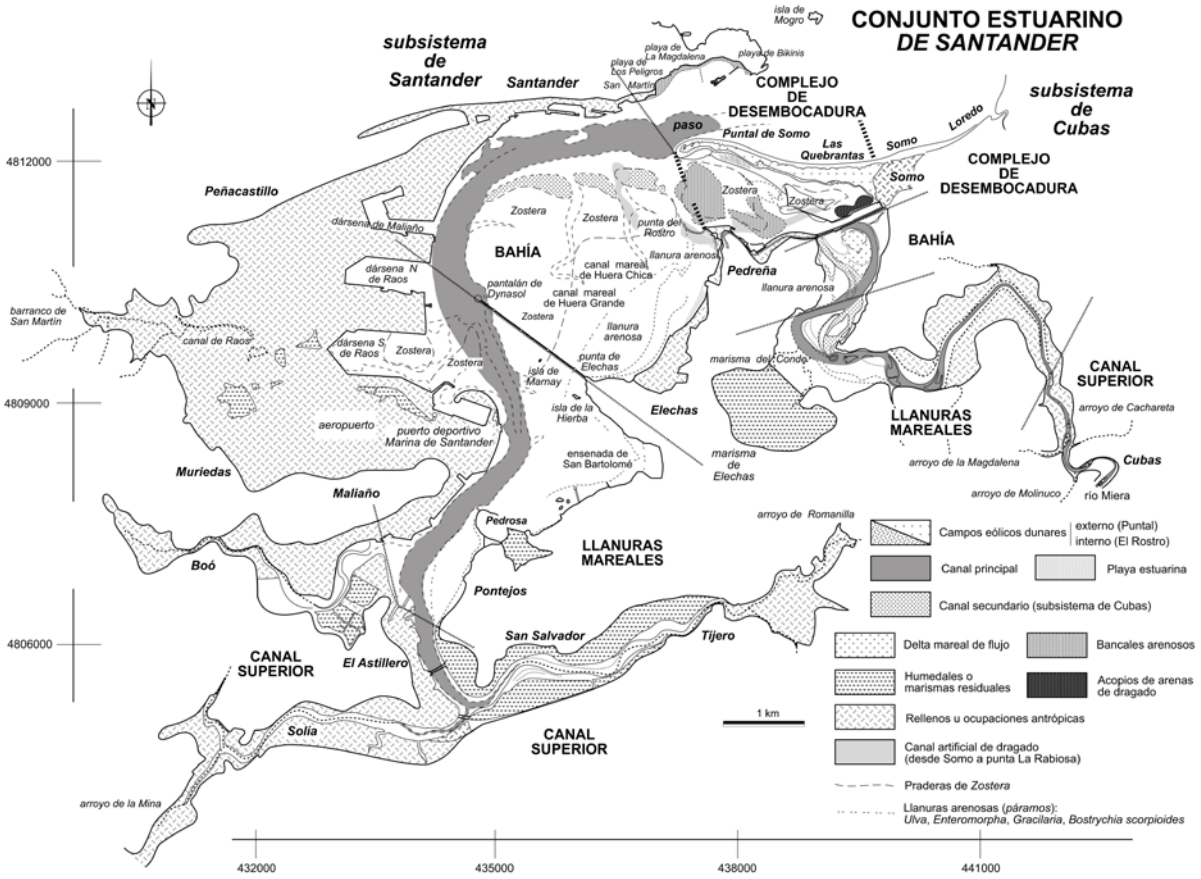


Fig. 1. Zonación geomorfológica longitudinal del conjunto estuarino de Santander durante 2014, detallando los subsistemas de Santander y Cubas, así como las unidades morfo-sedimentarias y dinámicas mayores y más importantes.
Fig. 1. Longitudinal geomorphological zones of the estuarine complex of Santander during 2014, detailing both Santander and Cubas subsystems, and the main morphosedimentary and dynamic units.

Se ha elaborado una cartografía geomorfológica actualizada 1/5.000 para 2014, identificando la distribución de las unidades morfo-sedimentarias características (Fig. 1).
Longitudinalmente, se distinguen desde la bocana a la cola en cada uno de ellos las zonas: 1) *complejo de desembocadura*, 2) *bahía*, 3) *llanuras mareales* y 4) *canal superior*.

1.1. Subsistema de Santander

Es el más amplio, como resultado de la excavación del valle fluvial previo sobre sustratos limosos, arcillosos y evaporíticos del Keuper entre dos grandes fracturas de dirección NE-SO. Está drenado por varios arroyos costeros con muy escaso caudal, los mayores controlados por esa misma fracturación, en cuya cola se produjeron aterramientos por vertido de lavaderos de hierro. Fue profundamente transformado por la ocupación, relleno y avance hacia el canal principal, fundamentalmente de las marismas del margen occidental, y los dragados practicados para el desarrollo portuario, incluyendo la creación de una serie de dársenas y 6 km de muelles.
Mediante la consulta de planos antiguos de calidad, como el de Arévalo (1840-41), se deducen las unidades que fueron eliminadas (Fig. 2A y B): los bancales arenosos (delta mareal de flujo, donde se encontraba el fondeadero "banco del Bergantín") y una gran barra de desembocadura ("Las Quebrantas").
A pesar de que las arenas dragadas se reintroducen en el sistema desde 1995 en el área submareal de esta última playa, estas operaciones indujeron una migración de la espiga de Somo-El Puntal hacia la bocana estuarina (al O), que se continúa en la actualidad (Fig. 3). Desde 1956, ha progradado longitudinalmente unos 530 m, a la vez que la dirección del crecimiento se curvó con la convexidad en planta hacia el N por el efecto

tómbolo de la península de la Magdalena (Fig. 1), y apuntando al interior de la bahía por la punta Rabiosa (Fig. 2).

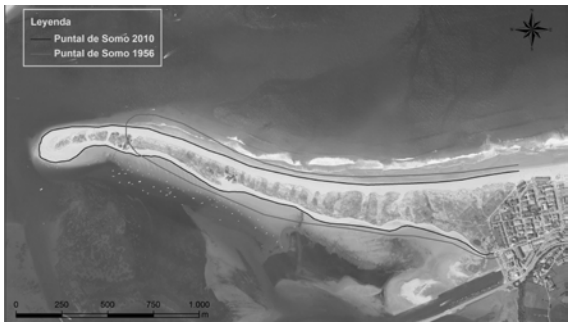


Fig. 2. Contornos de la espiga de Somo-El Puntal y el extremo O de la punta Rabiosa en 1956 (georreferenciada del U.S. Air Force) y 2010 (ortofoto del Gobierno de Cantabria).

Fig. 2. Spit outline of Somo-El Puntal and the western end of the Rabiosa point in 1956 (georreferenced aerial photo of U.S. Air Force) and ortophoto of the Government of Cantabria in 2010.

Conserva en relativo buen estado una llanura arenosa muy extensa (páramo) de 656 ha, parcialmente colonizada por *Zostera noltii y Ulva*, *Enteromorpha*, *Gracilaria* y *Bostrychia*, sometida a marisqueo de bivalvos. Está drenada por dos canales mareales (Hueras Grande y Chica), poco sinuosos, que emergen apenas en bajamares vivas (Figs. 1 y 3). Aguas arriba, pasan transicionalmente a llanuras fangosas. Desarrolla alguna playa estuarina arenosa, en la margen oriental externa al S de la punta del Rostro (Fig. 1).

El canal principal mantiene su traza más o menos original desde antaño (Fig. 3), pero los dragados profundizaron el canal principal hasta los 12 m en la mitad exterior y los vertidos se bascularon en la plataforma continental, desencadenando un retroceso acusado de las dunas, incluso en la playa nororiental de Loredo (hasta algo más de 1.000 m). También desestabilizaron las playas de La Magdalena, que requieren ser realimentadas regularmente.

Este subsistema ocupa una superficie de 2.346 ha con un perímetro de 97 km, en lo que representa una línea costera de 14,98 km, cuya superficie primitiva tenía una extensión estimada de 4.334,5 ha, suponiendo una pérdida del 45,89% (Cendrero y Díaz de Terán, 1977).

1.2. Subsistema de Cubas

El subsistema de Cubas contiene una bocana arenosa amplia a sotavento de la espiga de Somo-El Puntal (Fig. 5) El canal principal en ese segmento ha cambiado su traza sinuosa, junto con otro secundario, entre los que se estabilizan amplios bancales arenosos colonizados con *Zostera noltii* (Fig. 1; Fig. 4).

El conjunto de este subsistema es mucho más reducido que el de Santander, cuyo relleno

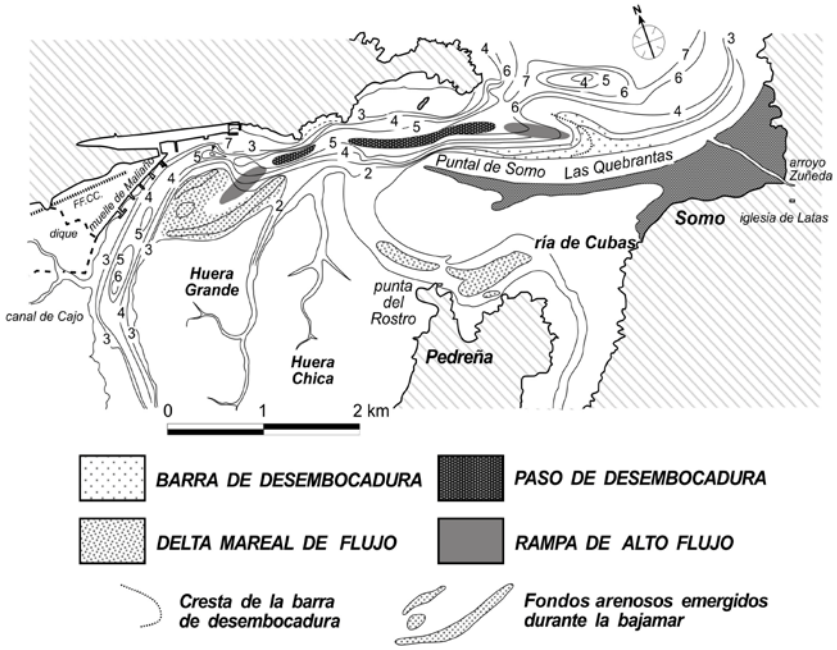


Fig. 3. Detalle de las unidades principales en las áreas externas que fueron dragadas totalmente, reconstruido del original (Arévalo, 1840-41) con los datos batimétricos en brazas.

Fig. 3. Main units in detail of the outer areas that were completely dredged in the reconstructed chart from the former one by Arévalo (1840-41) with bathymetry in fathoms



Fig. 4. Foto aérea vertical (Google Earth, 2011), mostrando la mayor parte del subsistema de Cubas (derecha) con su delta de flujo y barras del canal principal, desarrollados al S del puente de Somo.
Fig. 4. Vertical aerial photo (Google Earth, 2011) showing most of the Cubas subsystem (right side), including the flood-tide delta and other bars of the main channel developed in the southern side of the Somo bridge.

sedimentario es el de un sistema fluvial de meandros encajados, marcando una planta sinuosa (Fig. 1). Conecta con el río Miera, de carácter cordillerano, y caudales relativamente altos (medios de 5,24 m^2/s, en Tabla 1), cuya cuenca hidrográfica discurre sobre calizas mesozoicas en los tramos inferior y medio.

A ambos lados, se extienden bancales arenosos, bien colonizados por *Zostera noltii* y otras especies vegetales citadas en el subsistema de Santander.

En la bahía, se activa un delta mareal de flujo en continua evolución, justo al S del puente de Somo (Figs. 1 y 4).

Aguas arriba, el canal principal y las barras marginales son las unidades fundamentales. Se forman unas barras laterales vinculadas al canal principal, algunas vegetadas, y marismas internas que fueron transformadas en pastizales, las cuales se pretende que sean recuperadas en el plazo medio como compensación a la ampliación del puerto de Raos en Santander.

En el registro fotográfico de 1956, el canal principal se ubicaba a sotavento de la espiga, estrechamente ligado, aguas arriba, a la rampa del delta mareal de flujo y en su tramo externo se resolvía en una barra horquillada. Pero la navegación entre las localidades de Somo, Pedreña y Santander (Fig. 1) se llevaba a cabo por el borde meridional sobre otro canal de menor calado con una dependencia total de las pleamares.

En 1974, eran funcionales ambos canales, pero los dragados en el meridional le dieron más operatividad. El canal principal bordeaba el delta mareal de flujo por el E y desde finales de los 90, se ha fijado definitivamente como vía de navegación (Fig. 4).

La zona interna del canal superior se limita a un canal principal con márgenes reducidas, que pasa paulatinamente a facies de lecho y barras de gravas y arenas y llanuras fluvio-mareales escasas y estrechas con fracciones groseras.

REFERENCIAS

APS (2012). *Derrotero del Puerto de Santander*. Autoridad Portuaria de Santander. Ministerio de Fomento:http://www.puertosantander.es/docDerrotero/derrotero.pdf.

Arévalo, A. (1840-41). *Plano geométrico del puerto de Santander*: Costa septentrional de España 1874 (1840). 1/21.000. Museo Naval. Signatura MN-141-17. Madrid. Biblioteca Virtual del Patrimonio Bibliográfico:http://bvpb.mcu.es/es/consulta/registro.cmd?control=BVPB20101036716.

Cendrero, A. y Díaz de Terán, J.R. (1977). Caracterización cuantitativa del desarrollo histórico del relleno de la bahía de Santander; un proceso natural activado por el hombre. *Revista de Obras Públicas*, 124 (3150), 797-808.

Flor-Blanco, G., Flor, G., Martínez Cedrún y Bruscci, Mª V. (2012). La costa occidental de Cantabria. Guías de Campo-Costa (Santander-estuario de Tina Menor). *XII Reunión Nacional de Geomorfología*, 25-44. Santander.

UNA PRIMERA APROXIMACIÓN A LAS TASAS DE CORROSIÓN EN LA ZONA DE MEZCLA DE LAS CAVIDADES SUBACUÁTICAS COSTERAS DE MALLORCA MEDIANTE TESTS DE EXPOSICIÓN DE PASTILLAS DE ROCA (WLRT)

First attempt to evaluate corrosion rates in the mixed zone of underwater littoral cavities in Mallorca by means of Weight-Loss Rock Tablets (WLRT)

J.J. Fornós[1], L. Gómez-Pujol[1,2] y F. Gràcia[1,3]

1 Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears,
Ctra. Valldemossa km 7,5, 07122 Palma (Illes Balears). E-mail: joan.fornos@uib.cat
2 SOCIB, Balearic Islands Coastal Observing and Forecasting System.
Ctra. Valldemossa, km 7.1, 07121 Palma (Illes Balears).
3 Grup Nord, Federació Balear d'Espeleologia

Abstract: Current survey at Sistema Gleda-Camp des Pou (Felanitx, Mallorca) had shown more than 13.5 km of submerged passages, galleries and collapsed chambers characterized by a salinity profile going from 0 to 25 m bsl where different salinity levels separated by well defined haloclines can be clearly distinguished. Through a salinity gradient ranging from 3 to 35 PSU a test of rock tablet exposition (weight-loss rock tablets, WLRT) was installed to assess the corrosion rates related to the mixing zone area. Several sets were located at 50 cm interval of three aliquots composed of tablets of Miocene calcarenites and three more of aragonite aggregates, both protected by a nylon mesh 63 micrometers. Weight loss measures of the 126 tablets exposed during a two year period permitted to correlate salinity gradients with corrosion rates and to assess the importance of the process in the evolution of underwater conduits as well as in the different corrosion morphologies observed in the cavity walls and on speleothems.

Palabras clave: corrosión, zona de mezcla, karst litoral, test de exposición, pérdida de peso
Key words: corrosion, mixing zone, littoral karst, exposition test, weight loss (WLRT)

1. INTRODUCCIÓN

La génesis de las cavidades y de las morfologías de corrosión, que presenta el endokarst eogenético de la franja litoral oriental de Mallorca (Ginés y Ginés, 2007), se produce con especial intensidad dentro de las unidades calcáreas arrecifales del Mioceno Superior. Los procesos de disolución se dan preferentemente en la zona de contacto entre aguas dulces de procedencia meteórica, y las aguas marinas en la llamada zona de mezcla costera.

Aunque los procesos que actúan en dicha zona son bien conocidos en la literatura universal (una buena revisión puede seguirse en los trabajos de Fratesi, 2013 y Mylroie, 2013), son muy pocos los datos reales de evaluación obtenidos in situ de las tasas de corrosión en estos ambientes hipogeos (Beddows, 2004). El objetivo del presente trabajo consiste en la evaluación de las tasas de corrosión relacionadas con las haloclinas que están presentes en la zona de mezcla del karst costero del levante mallorquín.

2.1. La Cova de sa Gleda

La Cova de sa Gleda es una típica cavidad litoral localizada en zona de mezcla del karst mallorquín. Esculpida sobre los materiales del complejo de arrecifes pertenecientes al Mioceno Superior (Pomar, 1991, Fornós y Gelabert, 2011), se localiza a 1,7 km de la línea de costa, presentando un recorrido topografiado de más de 13,5 km casi en su totalidad sumergido (Gràcia et al., 2007, 2010). La cavidad se caracteriza por la presencia de una serie de grandes salas de hundimiento interconectadas entre sí o bien mediante

galerías freáticas de sección circular, elíptica o con control estructural. El hecho morfológico más característico (Fig. 1) es la abundante y variada presencia de morfologías de corrosión con diversos grados de intensidad relacionadas con la presencia de haloclinas en un perfil hídrico muy estratificado, característico de las cavidades litorales localizadas en zona de mezcla.



Fig. 1. Características formas de corrosión relacionadas con las haloclinas en Cova de sa Gleda (foto O. Espinasa).
Fig. 1. Corrosion morphologies related to halocline surfaces at Cova de sa Gleda (photo O. Espinasa).

2.2. Metodología

Para la evaluación de las tasas de corrosión en la zona de mezcla en esta cavidad litoral, se optó por la instalación de pastillas expuestas a las diferentes características geoquímicas de la cavidad obteniendo dichas tasas mediante la pérdida de peso (WLRT – *weight loss rock tablets*). En concreto se colocaron conjuntos de pastillas en una columna vertical pendientes de un hilo de nylon y a intervalos aproximados de 50 cm. La columna vertical se subdividió en tres tramos para acomodarse a las características topográficas de la cavidad, para así alcanzar toda la máxima variabilidad geoquímica de la zona de mezcla (presencia de haloclinas) desde los 5 m a los 16 m de profundidad. Concretamente, se instaló el primer tramo de los 5 a los 7 m, el segundo desde los 9,3 m a los 11,3 m y el tercero desde los 13,3 m hasta los 15,9 m (cotas a las que se situaron el primer y último conjunto de pastillas). Cada uno de los conjuntos estaba compuesto por dos juegos de pastillas, uno formado por calcarenitas de las mismas características de la roca encajante (*packstones* bioclásticos procedentes de facies lagunares arrecifales del Mioceno Superior) y otro formado por aragonito (originalmente perteneciente a un espeleotema freático). Las primeras fueron cortadas en forma circular con un diámetro de 2 cm y un grosor aproximado de 4 mm. El peso medio fue de 2,8455 g (con un valor máximo de 3,80 g y un mínimo de 1,87 g). El análisis mineralógico por difracción de rayos X dio una composición formada básicamente por dolomita. La composición elemental obtenida mediante SEM-EDX dio unos valores medios (C. atóm.) de Mg: 39,61%, S: 2,78%, Ca: 51,37%, Si: 3,86% y Al: 1,98%.

Las pastillas de aragonito se cortaron en forma de dados cúbicos de algo menos de 15 mm de lado. El peso medio fue de 7,1059 g (con un valor máximo de 12,36 g y un mínimo de 4,32 g). Las muestras correspondían a un espeleotema freático formado por cristales aciculares de unos 50 mm de grosor medio y una longitud de 1 cm, dispuestos en forma de agregados con fábrica paralela y morfología globular. El análisis mineralógico por difracción de rayos X dio una composición formada exclusivamente por aragonito. La composición elemental obtenida mediante SEM-EDX dio unos valores medios (C. atóm.) de Ca: 98,21 % y Sr: 1,79 %.

En ambos casos las muestras se triplicaron y para su correcta disposición y protección se enfundaron en una bolsa de nylon con malla de 63 micras y se colgaron del cable sujetador mediante una anilla. En total se dispusieron 126 pastillas.

La instalación se realizó mediante técnicas de espeleobuceo el día 17 de diciembre de 2011 y se recogieron el día 4 de enero de 2014, estando pues expuestas durante dos años (749 días).

Las pastillas, que habían sido previamente pesadas y numeradas, fueron de nuevo pesadas después de ser lavadas (para eliminar posibles precipitados de sales), secadas a la estufa durante 24 h a 105ºC, y calculados los valores de pérdida de peso. Para ello se utilizó una balanza de precisión (0.0001 g). Las muestras

fueron también observadas al microscopio electrónico de barrido (SEM-Hitachi S-3400N) para la descripción de las posibles formas de corrosión, y analizadas mediante microanálisis (Bruker AXS Flash 4010). La mineralogía fue obtenida con un XRD Siemens D-5000.

3. RESULTADOS

3.1. Perfiles de salinidad/temperatura

Los perfiles de salinidad, temperatura y profundidad realizados durante diversos años en la Cova de sa Gleda (Gràcia et al, 2007) mediante una sonda AANDERAA transportados por el espeleobuceador muestran una fuerte estabilidad de las condiciones geoquímicas del sistema.

La temperatura es muy constante en los 25 m de profundidad de todo el perfil del sistema, oscilando tan solo 1,3ºC desde los 18,7ºC hasta los 20ºC. Sólo en la capa más superficial del sistema (en la Sala d'Entrada), relacionada con la abertura de la cavidad, debido a la ventilación estacional puede descender en invierno hasta los 12,4ºC en los dos primeros metros, marcando una clara termoclina a esa profundidad con 19ºC.

El perfil de sa Gleda presenta una marcada estratificación con hasta cinco capas de diferente salinidad marcadas por las zonas de transición o de mezcla (haloclina o picnoclinas). Con valores en superficie de 4 PSU sube gradualmente hasta los 10,5 PSU a unos 5 m de profundidad, donde bruscamente pasa a unos 16 PSU marcando el primer escalón en la gráfica correspondiente a la primera haloclina. Hasta los 10 m de profundidad la salinidad se incrementa ligeramente hasta unos 19 PSU, produciéndose de nuevo un fuerte incremento hasta los 29 PSU que marca la haloclina más importante. A partir de aquí la salinidad se incrementa gradualmente hasta los 15 m, donde una nueva pequeña haloclina marca el final de la variación de salinidad al alcanzar los 35 PSU ya en los 16 m de profundidad.

La distribución vertical de las haloclinas, aunque muy constante, muestra pequeñas variaciones medidas de hasta 80 cm debidas a las variaciones estacionales (verano/invierno) y al aporte de aguas dulces superficiales (Clarke, 1991-1992).

3.2. Análisis de la pérdida de peso

Los valores medios y demás parámetros estadísticos de la pérdida de peso de las pastillas en los tests de exposición se pueden observar en la Tabla 1.

Tabla 1. Valores medios de pérdida de peso de las pastillas expuestas.
Table 1. Mean weight-loss values of the exposition rock tablets.

			Calcarenita					Aragonito			
Tramo	#	Prof. (m)	Media (%)	StDv	Min	Max	#	Media (%)	StDv	Min	Max
	1	5,0	3,10	1,53	1,93	4,82	1	11,08	0,98	10,10	12,05
SUP.	2	5,7	3,16	0,51	2,79	3,52	2	11,01	0,56	10,52	11,62
	3	6,3	2,04	0,62	1,61	2,74	3	8,79	2,20	7,18	11,29
	4	7,0	1,53	0,99	0,85	2,67	4	9,78	1,11	8,70	10,92
	5	9,3	1,54	0,78	0,74	2,30	5	7,92	0,80	7,35	8,84
MED.	6	9,8	1,95	1,06	0,73	2,65	6	11,09	0,88	10,06	11,61
	7	10,3	2,30	0,67	1,82	3,06	7	13,69	0,73	12,89	14,32
	8	10,8	2,53	1,81	1,02	4,54	8	17,93	0,51	17,55	18,51
	9	11,3	2,39	0,26	2,11	2,61	9	9,05	0,27	8,76	9,29
	10	13,3	0,78	0,11	0,66	0,88	10	1,46	0,15	1,32	1,62
	11	14,0	1,97	1,25	0,90	3,34	11	2,77	0,38	2,39	3,16
INF.	12	14,7	1,15	0,51	0,73	1,71	12	3,01	0,16	2,83	3,14
	13	15,3	0,86	0,16	0,76	1,04	13	1,59	0,15	1,44	1,74
	14	15,9	1,15	0,46	0,67	1,59	14	3,48	0,57	3,09	4,14

Los valores de pérdida de peso en las muestras de calcarenita representaron el 1,89%, con un valor máximo de 4,82% y un mínimo de 0,66%. En el caso de las muestras de aragonito, el valor medio de pérdida de peso representó el 8,05%, con un valor máximo de 18,51% y un valor mínimo de 1,32%. El grado de corrosión, pues, detectado en las muestras de aragonito fue casi cinco veces superior que en las muestras de calcarenita, cuya composición mineral era principalmente dolomítica.

Sin embargo, la distribución de las tasas de corrosión es muy variable en toda la columna, estando claramente relacionada con la presencia de las haloclinas y con el grado de salinidad (mezcla de aguas) presente en la columna (Fig. 2). Así, en la primera haloclina situada a -5m con un cambio brusco de salinidad de 10,5 a 16 PSU la corrosión alcanza valores medios de 3,10% en el caso de las calcarenitas y de 11,08 para el aragonito. En la segunda haloclina, la más evidente (Fig.1), situada en los -10m de profundidad y con una variación de salinidad de 19 a 29 PSU, la corrosión representa un 10,8% para las calcarenitas mientras que supera los 17,93% de media para el caso del aragonito. Finalmente a los 16 m de profundidad donde ya

se alcanza una salinidad plenamente marina los valores de corrosión para la calcarenita y el aragonito no son tan distantes, mostrando los mínimos valores, concretamente 1,97% de valor medio máximo para las calcarenitas y 3,48% para el aragonito.

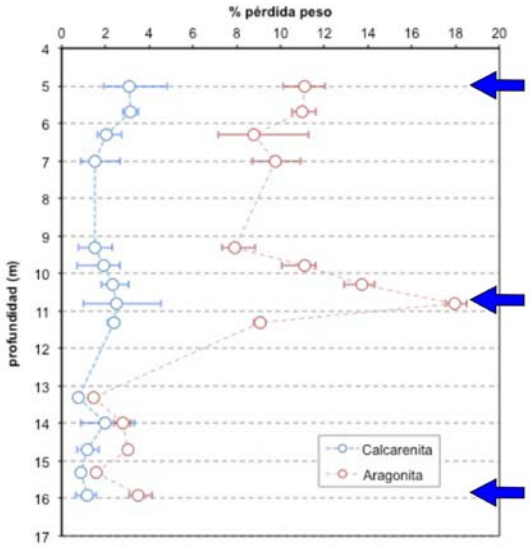


Fig. 2. Resultados de los valores de pérdida en peso en los test de exposición de las pastillas expuestas durante dos años en Cova de sa Gleda (las flechas indican la posición de las principales haloclinas).
Fig. 2.Weight-loss values after two years of exposition at Cova de sa Gleda (arrows indicate location of the main haloclines).

4. CONCLUSIONES

El análisis de la corrosión en la zona de mezcla de aguas en el karst litoral por medio de test de exposición de pastillas de roca es un método fiable para evaluar el grado de corrosión presente en estas zonas carbonatadas litorales. Los tests de exposición realizados han demostrado la influencia de la mineralogía (casi cinco veces más importante con muestras de aragonito que con calcarenitas de composición dolomítica) y el papel de la mezcla de aguas, siendo máxima la corrosión en las zonas con haloclinas presentes y en especial cuando el porcentaje de mezcla de aguas entre meteóricas y marinas alcanza el 50 %.

El diferencial de peso entre las mediciones previas a la instalación y una vez recuperadas las pastillas, así como las observaciones con SEM permiten abordar la velocidad de corrosión de las galerías de las cavidades subacuáticas, así como correlacionar los gradientes de salinidad con los diferentes tipos de formas de corrosión observables en las paredes de las cavidades y los procesos relacionados.

Agradecimientos
Este trabajo forma parte del proyecto de investigación financiado por el MICINN (MINECO) CGL2010-18616.

REFERENCIAS

Beddows P. 2004. Groundwater Hydrology of a Coastal Conduit Carbonate Aquifer: Caribbean Coast of the Yucatán Peninsula, México. PhD unpublished, 303 p.

Clarke, O. 1991-1992. Report of the Cwmbran Caving Club diving expedition to Son Josep. Mallorca in October 1990. The Red Dragon-Y ddraig Goch 18, 28-30.

Fornós, J.J. y Gelabert, B. 2011. Condicionants litològics i estructurals del carst a les Illes Balears. Endins 35/Mon.Soc.Hist.Nat.Balears 17, 37-52.

Fratesi B. 2013. Hydrology and geochemistry of the freshwater lens in coastal karst. En Lace M.J. y MylroieJ.E. Coastal Karst Landsforms. Coastal research Library 5, 59-75. Springer.

Ginés A. y Ginés J. 2007. Eogenetic karst, glacioeustatic cave pools and anchialine environments on Mallorca Island. A discussion of coastal speleogenesis.. International Journal of Spelelogy 36(2), 57-67.

Gràcia, F., Fornós, J.J., Clamor, B., Febrer, M. y Gamundí, P. 2007. La Cova de sa Gleda I. Sector Clàssic, Sector de Ponent i Sector Cinc-cents (Manacor, Mallorca): Geomorfologia, espeleogènesis, sedimentología i hidrología. Endins 31, 43-96.

Gràcia F., Clamor B., Gamundí P. y Fornós J.J. 2010. El sistema de cavitats Gleda - Camp des Pou (Manacor, Mallorca). Endins 34, 35-68.

Mylroie J.E. 2013. Coastal karst development in carbonate rocks. En Lace M.J. y MylroieJ.E. Coastal Karst Landsforms. Coastal research Library 5, 77-109. Springer.

Pomar, L. 1991. Reef geometries, erosion surfaces and high-frequency sea-level changes, upper Miocene Reef Complex, Mallorca, Spain. Sedimentology 38(2), 243-270.

DE LA COSTA AL LABORATORIO: RESPUESTA DE SUPERFICIES CARBONATADAS COLONIZADAS Y LIBRES A OSCILACIONES AMBIENTALES

From the coast to the laboratory: environmental influences on colonized and non-colonized limestone rock surfaces.

L. Gómez-Pujol[1,2]

[1] SOCIB, Balearic Islands Coastal Observing and Forecasting System (MINECO-CAIB), ParcBit, Cra. Valldemossa km 7.4, 07121 Palma, Illes Balears
[2] Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Cra. Valldemossa km 7.5, 07122 Palma, Illes Balears

Abstract: A laboratory experiment examining daily short-term rock surface changes during 15 days is presented. The experiment deals with the interplay between free colonized and biofilm colonized shore platform rock surface with temperature, relative humidity and light controlled cycles. Findings show the existence of accommodation and disturbance rock surface changes according to environmental stress in both non-colonized and colonized rock surfaces. Although rock surface relative changes range from 0.044 to –0.038 mm, there is not a statistically significant change in microtopography from successive readings. This indicates a self-adjustment of rock surface according to environmental stress that results in opposite trends between the non-colonized and the colonized rock surfaces. At the end of the experiments non-colonized rock surface shows a slight erosion surface inversely to the colonized surface. All together suggests that at short-term temporal scales biofilms in rock surface can exert a bioprotection role in front of physical stress.

Palabras clave: biogeomorfologia, alteración, superficies calcáreas, biofilm, TMEM
Key words: *biogeomorphology, weathering, limestone surfaces, biofilm, TMEM*

1. INTRODUCCIÓN

Uno de los fenómenos más llamativos que surgieron de las primeras series temporales de evolución de la microtopografía de las superficies de las plataformas litorales obtenidas con micrómetro de dial móvil (TMEM: *traversing-micro erosion meter*), fue la existencia de episodios de abombamiento de la roca que podían resultar en la posterior erosión de la superficie rocosa (Stephenson y Finlayson, 2009; Stephenson y Kirk, 2001). Una vez descartado el error instrumental y acotado el rango de resolución de la técnica, se acotó la extensión temporal del fenómeno, hasta llegar a su caracterización estacional, respecto de ciclos mareales u horarios (Hemmingsen *et al*., 2007; Inkpen et al., 2004; Gómez-Pujol *et al*., 2007; Stephenson *et al*., 4). La monitorización de superficies rocosas en plataformas litorales mediante TMEM de mayor resolución temporal (día a día y horaria), desveló que, contra todo patrón esperado, la expansión de la superficie de la costa rocosa no seguía el ciclo térmico, sino todo lo contrario. En las microtopografías se observaba una tendencia a la contracción durante las horas de máxima insolación y otra a la expansión coincidiendo con el aumento de la humedad ambiental (Gómez-Pujol *et al*., 2007). Dichos experimentos apuntaron al papel del biofilm que habita en los primeros milímetros bajo la superficie de la roca como el responsable de dicho comportamiento.

No obstante, hasta la fecha no se han desarrollado estudios en los que se compare la evolución de superficies de roca sin colonizar con otras colonizadas. La dificultad de encontrar y mantener una superficie libre de colonización en el campo durante un periodo largo, sitúa a las experiencias de laboratorio como una fuente de datos a considerar. Así las cosas, con el objeto de ahondar en los efectos

del biofilm sobre la dinámica de la superficie de las plataformas litorales, se ha diseñado un experimento en el que se somete a muestras de roca procedentes de plataformas litorales, colonizadas y sin colonizar, a diferentes ciclos de temperatura, luz y humedad en una cámara ambiental, en paralelo al levantamiento de la microtopografía de dichas muestras.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Se ha sometido a dos piezas de la misma roca (aprox. 20 x 20 x 12 cm), una colonizada por un biofilm y otra sin colonizar, a un ciclo controlado de 24h de temperatura (12 a 22ºC), humedad (53 a 85%) e iluminación (luz blanca con una lámpara de 40W y 10 horas de oscuridad) en un cámara ambiental BHD2003 Associated Environmental System del Departamento de Geografía de la Universidad de Melbourne, de acuerdo con los datos de campo de Gómez-Pujol *et al*. (2007) (Tabla1). La simulación de laboratorio se desarrolló durante 15 días, dejando la roca en la cámara los dos primeros para su aclimatación y estabilización. Las microtopografías de ambas piezas de roca se obtuvieron con TMEM dotado de un dial digital (Stephenson *et al.*, 1997) cada 12h, coincidiendo con las condiciones más cálidas y más frías de los ciclos ambientales. Cada microtopografía consistió en la medición de 75 cotas de altura relativa en poco menos de 10 minutos, con lo que la base de datos a analizar integra 4200 datos de altura relativa. Para evitar la desestabilización de la cámara ambiental se levantó cada microtopografía en el exterior de la cámara, por lo que previamente al experimento se evaluó la variabilidad temporal en el registro de varios puntos de control de TMEM en una sala que permaneció a temperatura constante durante todo el experimento. Así se estableció el tiempo máximo que la pieza de roca podía permanecer fuera de la cámara, así como el número de coordenadas a obtener de modo que las lecturas de TMEM reflejen la respuesta de la roca a las condiciones ambientales de la cámara ambiental. Durante el desarrollo del experimento se detectó cierta tendencia a la estabilización de la roca, por lo que se amplificó el rango de temperatura y humedad relativa diario durante la segunda mitad del experimento.

Las rocas consistieron en calcarenitas grises del Cretácico Inferior, poco porosas (10%), con un tamaño de grano de 4 a 2 phi y una buena clasificación. La composición mineralógica revela que los feldespatos y la anortita son los principales componentes, aunque no faltan los granos de cuarzo y en menor medida piroxenos, goetita, moscovita y anfíboles.

Tabla 1. Ciclos ambientales Marengo#1 y Marengo#2. En gris se indican las horas de mediciones con TMEM
Table 1. Environmental cabinet cycles Marengo#1 and Marengo#2. Grey shadow indicates TMEM readings

Hora local	Hora Sim.	Marengo#1		Marengo#2		Luz
		Temp (ºC)	RH (%)	Temp (ºC)	RH (%)	
19	4	12.0	85.0	10.0	85.0	No
20	5	12.5	84.5	12.0	84.5	No
21	6	13.0	84.0	13.0	84.0	No
22	7	13.5	83.5	14.0	83.5	Sí
23	8	14.0	83.0	15.0	83.0	Sí
24	9	15.0	82.0	16.0	82.0	Sí
1	10	17.0	68.0	18.0	68.0	Sí
2	11	18.0	66.0	20.0	66.0	Sí
3	12	18.0	63.0	23.0	63.0	Sí
4	13	20.0	62.0	25.0	62.0	Sí
5	14	21.5	61.5	27.0	61.5	Sí
6	15	22.0	58.0	30.0	52.0	Sí
7	16	20.0	63.0	26.0	63.0	Sí
8	17	19.0	68.0	24.0	68.0	Sí
9	18	18.5	72.0	22.0	72.0	Sí
10	19	17.0	74.5	20.0	76.0	Sí
11	20	16.0	76.0	18.0	78.0	Sí
12	21	15.0	79.0	16.0	80.0	No
13	22	14.5	82.0	14.0	82.0	No
14	23	13.5	82.5	12.0	83.0	No
15	24	13.0	83.0	10.0	84.0	No
16	1	12.0	83.5	8.0	85.0	No
17	2	10.5	84.0	6.0	88.0	No
18	3	11.0	86.0	8.0	86.0	No

3. RESULTADOS

La figura 1 presenta la evolución de la superficie rocosa colonizada y la no-colonizada durante los trece días del experimento en los que se tomaron datos con TMEM. A la diferencia entre registros sucesivos y siguiendo a Gómez-Pujol *et al.* (2007), se le aplicó un filtro que determina la tendencia del punto, clasificando como cotas ascendentes aquellas que incrementaron su altura por encima de un diferencial de 0,01 mm, y como descendentes aquellas que redujeron su altura por debajo de –0.01 mm. Entre ambos valores se consideró los puntos como estables. A modo de indicador del

comportamiento de la superficie rocosa se utilizó la ratio de *swelling*, entendida como el diferencial entre el número de coordenadas ascendentes y las descendentes.

En la figura 1 puede apreciarse cómo el número de puntos de la superficie monitorizada en el caso de la roca no colonizada tiene un comportamiento más o menos estable. Los puntos que no experimentan ningún tipo de desplazamiento tienden a permanecer alrededor del valor 60, mientras que los restantes 15 puntos de muestreo se reparten, frecuentemente de forma alterna, entre puntos ascendentes y puntos descendentes. En lo tocante a la ratio de *swelling*, ésta parece mantener cierta monotonía, indicando un escaso dinamismo de la superficie rocosa, aunque los días correspondientes al inicio del experimento y al cambio de ciclo ambiental presentan una ligera inflexión. En el caso de la roca colonizada la proporción de puntos estables parece mayor, ubicándose el rellano alrededor del valor 70 (Figura 1) y siendo menor el número de puntos que experimentan un ascenso y/o un descenso. No obstante, puede apreciarse cómo la ratio de *swelling* presenta notables diferencias respecto de la roca colonizada, ya que si bien es estable durante buena parte del experimento, la respuesta al inicio del forzamiento ambiental y la amplificación de éste a partir del séptimo día, se traducen en importantes inflexiones o respuestas de la superficie de la roca. Así, para el primer gradiente, en el que la temperatura oscila de 10.5 a 22ºC y la humedad relativa de 58 a 86%, la ratio de *swelling* supera el valor positivo de 40; mientras que para el segundo ciclo en el que la temperatura cubre el rango de 6 a 30ºC y la humedad del 52 al 88%, entonces alcanza valores cercanos a 80.

Si consideramos la tasa de erosión de ambas

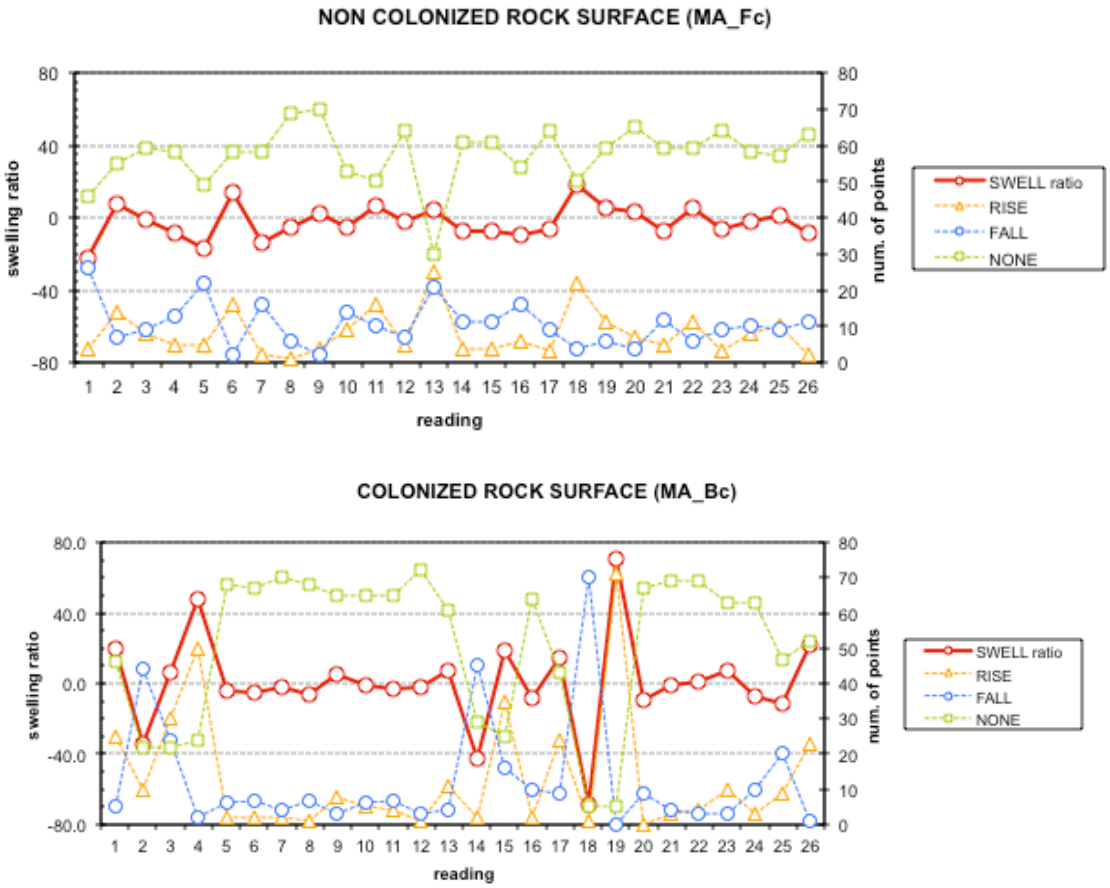


Fig. 1. Evolución de la superficie de roca colonizada y sin colonizar durante los 13 días de monitorización. La ratio de *swell* indica el porcentaje de puntos ascendentes respecto de los descendentes.

Fig. 1. Colonized and non-colonized rock surface evolution during 13 days. Swell ratio shows the percentage of rising points vs falling points.

superficies, la muestra colonizada arroja un valor de -0,006 ± 0,033 mm, lo que la coloca dentro del rango del error instrumental e implica que no se ha producido ningún tipo de erosión. En el caso de la muestra o roca no colonizada la evolución de la superficie arroja un valor de -0,044 ± 0,022 mm, lo que apunta a una leve erosión. No obstante, las diferencias entre cotas de microtopografía sucesiva arrojan valores de ascenso de 0.085 mm y de descenso de -0,072 mm para la roca colonizada, mientras que para la no colonizada, los extremos son mayores, de 0,130 mm a -0,139 mm.

4. DISCUSIÓN

Los resultados apuntan a un comportamiento diferenciado para la roca colonizada y la roca sin colonizar bajo el mismo forzamiento ambiental. De hecho, ambas parecen responder a los ciclos ambientales, aunque tienden al equilibrio a los pocos días; la introducción de un rango de temperaturas y humedad diferente, crea cierta inestabilidad, pero nuevamente la superficie de la roca tiende de nuevo al equilibrio. Hay que tener en cuenta que los ciclos simulados no corresponden a ambientes extremos, ni muy áridos, ni muy fríos, sino que están basados en patrones de medios templados. En cualquier caso, la respuesta de la roca colonizada parece diferente a la de la roca libre: el número de coordenadas activas (ascendentes o descendentes) tras los cambios de condiciones ambientales es mayor en la roca colonizada, aunque durante los periodos de estabilidad, el comportamiento de la superficie es más homogéneo en la roca colonizada que en la libre. Al final del experimento la roca libre experimentó una ligera erosión a diferencia de la roca colonizada. Todo ello podría sugerir que en escalas temporales cortas, el biofilm de la superficie de las plataformas litorales podría ejercer un papel de protección frente al estrés físico, dado que en condiciones de estabilidad los cambios de microtopografía son menores, así como la magnitud y signo de la tasa de erosión.

Agradecimientos

Al Dr. Wayne Stephenson, de la University of Otago (Nueva Zelanda) y a la Dra. Heather Viles, de la University of Oxford (UK), por permitirme desarrollar las experiencias piloto que resultaron en el experimento final llevado a cabo en la Universidad de Melbourne (Australia) gracias al programa de estancias en centros extranjeros del CSIC, así como a una ayuda del programa para el intercambio científico de la AECID (Ministerio de Asuntos Exteriores).

REFERENCIAS

Gómez-Pujol, L., Stephenson, W.J., Fornós. J.J. 2007. Short term surface change on supratidal rock coast (Marengo, Victoria, Australia). Earth Surface Processes and Landforms 32, 1-12.

Hemmingsen, S.A., Eikass, H.S., Hemmingsen, M.A. 2007. The influence os seasonal and local weather conditions on rock surface changes on the shore platform at Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. Geomorphology 87, 239-249.

Inkpen, R.J., Twigg, L, Stephenson, W.J: 2004. The use of multilevel modelling in evaluating controls on erosion rates on inter-tidal shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. Geomorphology 57, 29-39.

Stephenson , W. J. 1997. Improving the traversing micro-erosion meter. Journal of Coastal Research 13, 236-241.

Stephenson, W.J. y Finlayson, B.L. 2009. Measuring erosion with the micro-erosion meter. Contributions to understanding landform evolution. Earth-Science Reviews 95, 53-62.

Stephenson, W.J. y Kirk, R.M. 2001. Surface swelling of coastal bedrock on inter-tidal shore platforms, Kaikoura, Peninsula, South Island, New Zealand. Geomorphology 41, 5-21.

Stephenson, W.J., Taylor, A.J., Hemmingsen, M.A., Tsujimoto, H., Kirk, R.M. 2004. Short-term microscale topographic changes of coastal bedrock on shore platforms. Earth Surface Processes and Landforms 29, 1663-1673.

DINÁMICA LITORAL Y CAMBIOS MORFOLÓGICOS EN UNA BARRA DE PLAYA (LEKEITIO, BIZKAIA)

Coastal dynamics and morphological changes in a beach sand bar (Lekeitio, Bizkaia)

Mª.J. González Amuchastegui[1], I. Rico[1] y A. Ibisate[1]

1 Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología. Universidad del País Vasco, UPV/EHU, Vitoria-Gasteiz. mj.gonzaleza@ehu.es

Abstract: *The monitoring of the morphological changes of a sand bar in the beach of Lekeitio (Bizkaia) is presented. The coastal dynamics and the sand deposition were affected by several coastal storms given in 2011 that broke a dike in several parts. The dike was constructed in the 19th century to protect the sea port of Lekeitio (Bizkaia) from the Lea River's sediment deposition which modified the estuary of Lea River forcing the river to flow into the east side of the island. A Terrestrial Laser Scanner (TLS) was used to register the morphological response of a sand bar to the changes in the river mouth and coastal dynamics. The monitoring was conducted in three fieldwork campaigns in October 2012, June 2013 and October 2013. The preliminary results concluded the migration to the east of the axis of the bar and the erosion of the area close to the dike.*

Palabras clave: dinámica litoral, barra de arena de playa, Lekeitio, malecón, río Lea.
Key words: coastal dynamics, beach sand bar, Lekeitio, dike, Lea River.

1. INTRODUCCIÓN.

El malecón de Lauzarri~~,~~ es un dique proyectado en 1735 y construido en el siglo XIX para proteger el acceso y la bocana del puerto de Lekeitio (Bizkaia) de la aportación de sedimentos transportados por el río Lea en su desembocadura, evitando así su colmatación. Sin embargo, los continuos embates del oleaje han causado en numerosas ocasiones frecuentes desperfectos en el dique, que se agudizaron durante un temporal de mar en 2011. Todo ello ha alterado profundamente la dinámica litoral y ha implicado importantes consecuencias geomorfológicas y paisajísticas

2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

Las consecuencias de la rotura del malecón han supuesto una profunda modificación de la dinámica litoral debido al cambio en la desembocadura del río Lea que ha pasado de verter sus aguas por la parte izquierda de la isla de San Nicolás a hacerlo por la derecha; ello ha implicado la génesis de una barra de arena, tipo tómbolo, que conecta la isla con la playa de Karraspio (Figura 1). Con el objetivo de analizar este proceso y cuantificar los cambios morfológicos de la barra se ha procedido a realizar distintas mediciones. En este trabajo se exponen los resultados preliminares de este estudio.

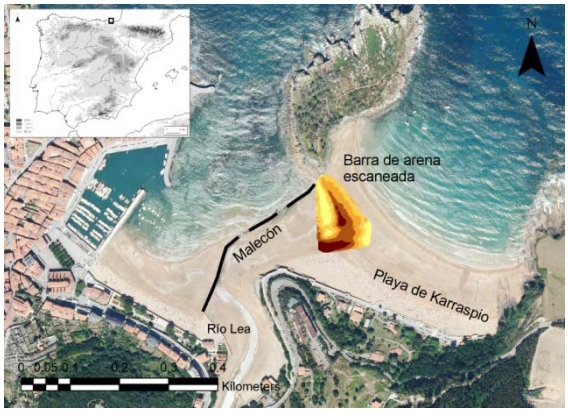


Fig. 1 Localización del área de estudio, barra de arena y malecón.
Fig. 1. Area study, sand bar and broken dike.

La metodología empleada se ha basado en el estudio de la evolución litoral a lo largo del siglo XX mediante el análisis comparativo de fotografías aéreas y de documentos históricos.
Para controlar la dinámica de la nueva barra, se ha llevado a cabo la medición de los cambios en la altimetría de la superficie de la barra de arena a partir de la toma de datos mediante láser escáner terrestre (TLS) en distintas fechas desde septiembre de 2012. Su uso en geomorfología litoral es relativamente reciente aunque está demostrando ser una técnica eficiente y rápida (Hoffmeister et al., 2012). En la costa peninsular, esta técnica ha sido aplicada especialmente para el registro de retrocesos y desprendimientos de acantilados (Pérez et al. 2011). No existen trabajos en la costa vasca donde se hayan llevado a cabo mediciones mediante esta técnica de la evolución de la dinámica costera. Sin embargo en los últimos años se están realizando estudios batimétricos de la costa por parte de AZTI, así como algún trabajo de valoración de información a partir del LiDAR y Cartas Náuticas (Iriarte et al., 2012).
Mediante el uso de la estación Topcon Imaging Station, se han realizado mediciones de las modificaciones en la altimetría de la superficie de la barra, determinación de cambios en su posición y en su volumen. La IS ha permitido realizar mediciones con rayos infrarrojos a una velocidad de 20 m/s hasta 120 m de distancia y 1 p/s a mayor distancia.



Fig. 2. Laser scanner y vista al fondo del malecón y la barra de arena analizada.
Fig. 2. Laser scanner and the dike and the studied sand bar.

La recién formada barra de arena fue escaneada en octubre de 2012, junio de 2013 y septiembre de 2013, siempre desde la misma posición (Figura 2). En cada campaña se obtuvieron entre 2.000 y 3.000 puntos dependiendo de la humedad y reflectividad de la arena. Los datos obtenidos fueron procesados en un SIG: normalización de datos (distribución), análisis estructural e interpolación mediante *kriging* (semivariogramas *rational cuadratic* y *spherical*). La desviación "*root-mean-square standarised*" fue entre 1 y 1,2 con una fiabilidad de datos del 98%. Los modelos raster generados en cada medición fueron comparados consecutivamente para obtener mapas sobre los cambios altimétricos en superficie.

3. EL MALECÓN DE LAUZARRI: MODIFICACIONES EN LA DINÁMICA LITORAL

Lekeitio es una villa de Bizkaia situada en la desembocadura del río Lea, en una ensenada protegida por la isla de San Nicolás o Garraitz. La relación con el mar fue desde siempre la razón de ser de Lekeitio, que cuenta con un puerto construido en su emplazamiento actual en el siglo XV y posteriormente reformado con la construcción de nuevos muelles (Velilla, 1993 y 1996); sin embargo, desde sus inicios sufrió numerosos problemas de colmatación debido a la continua llegada de arena en respuesta a la dinámica del río Lea (Rivera, 2008) que desembocaba por la parte izquierda de la isla de San Nicolás o Garraitz. Para solucionar este problema, se construyó el malecón Lauzarri que sirvió de dique, desviando la desembocadura de la ría por la parte derecha de la citada isla. Sin embargo, la intensa dinámica litoral a la que se ve sometido el malecón ha producido su rotura en numerosas ocasiones, que a lo largo del tiempo han ido siendo restauradas, la última vez en 2004. En los últimos años, han vuelto a producirse diversas brechas en distintos puntos como consecuencia de las galernas y temporales, de manera que en la actualidad, el malecón ha perdido su funcionalidad al recuperar el río su antigua desembocadura. En este sentido, señalar que el malecón, que cuenta con una longitud aproximada de 500 m, presenta en la actualidad en total 3 roturas

importantes que afectan a 11 m de la infraestructura, 16 puntos con roturas parciales y filtraciones que afectan al menos a 25 m (Gobierno Vasco, 2013).

El proyecto de reconstrucción del malecón de Lauzarri ha estado lleno de polémicas competenciales entre la Dirección de Puertos del Gobierno Vasco y la Demarcación de Costas, dependiente del Ministerio de Medio Ambiente; finalmente, el proyecto ha sido programado para fechas próximas con un coste próximo al millón de euros. La proximidad de la reparación del dique convierte a la situación actual en una oportunidad única para el estudio de los procesos geomorfológicos en los que se combinan las dinámicas naturales y antrópicas, así como una valoración de las consecuencias geomorfológicas, paisajísticas y socioeconómicas que la rotura del malecón pueden implicar para la villa de Lekeitio.

3.1. Cambios geomorfológicos: Primeros resultados

La barra de arena, formada recientemente entre la playa de Karraspio y el malecón, tiene unas dimensiones de 180 m de largo y 120 m de ancho, ocupando una superficie de 1,4 ha. Ésta se encuentra entre la isla y la playa de Karraspio, siendo más ancha en el extremo sur y estrechándose hacia la isla. La formación de la barra comenzó inmediatamente después de la rotura del malecón en 2011. Las mediciones mediante TLS realizadas en 2012 y 2013 permiten conocer en detalle la dinámica de la barra de arena, así como cuantificar los cambios en la altimetría de superficie.

En el periodo de octubre 2012 y junio 2013, los resultados muestran que el eje de la barra de arena se desplazó hacia el oeste, ganando volumen en esa zona y perdiéndolo claramente en la zona este (Figura 3). El balance entre erosión y deposición en este periodo en la zona escaneada refleja una pérdida de –0,48 m. Entre junio y septiembre de 2013, los resultados muestran una dinámica inversa, con pérdidas de espesor en la zona este y ganancias moderadas en el sector oriental. En conjunto, durante este periodo estival el depósito parece hacer estado cercano al equilibrio con un balance de +0,1 m. Una comparativa entre la primera y la última medición muestra que la tendencia general entre octubre 2012 y septiembre 2013 ha estado caracterizada por una migración del eje principal de la barra hacia el este con un balance anual de –0,37 m de pérdida de espesor.

Tras su rápida génesis y formación, la barra de arena de Lekeitio parece encontrarse en un estado de equilibrio en el que los ejes sufren migraciones periódicas. Futuras mediciones aportarán nuevos datos que ayudarán a conocer la dinámica de estos cambios de posición del eje y si existe cierta periodicidad estacional.

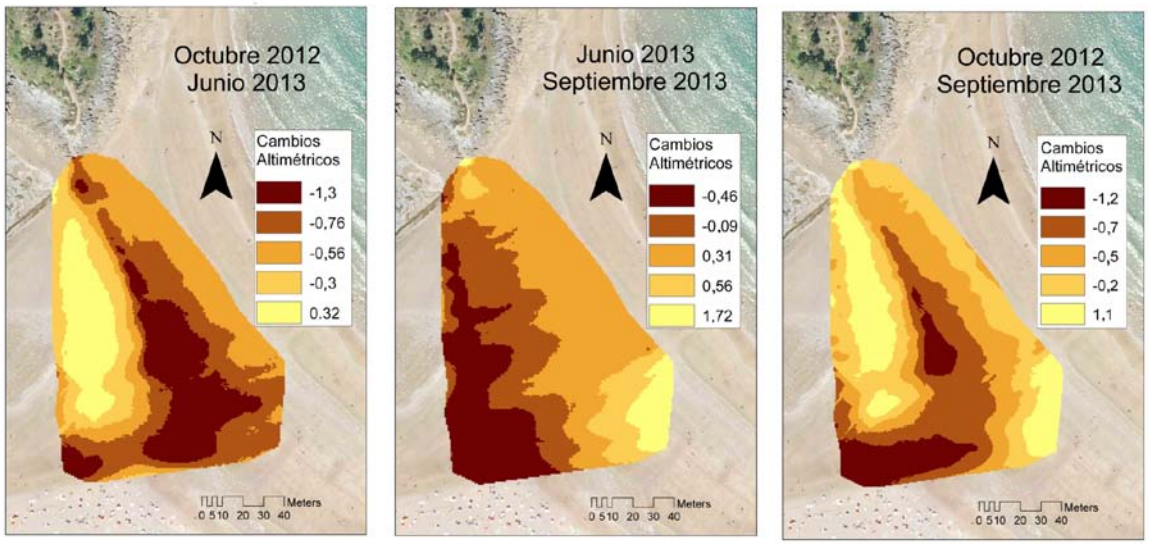


Fig. 3 Cambios en la altimetría de superficie de la barra de arena en el periodo 2012 – 2013.
Fig. 3 Altimetry changes on the sand bar surface between 2012 and 2013.

4. RESULTADOS PRELIMINARES

Aunque el estudio se encuentra en fase de desarrollo, pueden extraerse un conjunto de resultados preliminares.

En primer lugar, se concluye que la rotura del malecón ha implicado la recuperación parcial de la dinámica natural de la desembocadura del río Lea, ya que actualmente penetra en la bahía a través de una de las roturas, recuperando por tanto la antigua desembocadura por la margen izquierda de la isla de San Nicolás. Este cambio en la dinámica ha implicado importantes cambios erosivo-sedimentológicos, traducidos en intensas modificaciones morfológicas en los depósitos arenosos de la bahía y de las playas. Se trata de una dinámica muy activa con génesis de barras bien definidas que sufren migraciones en sus ejes, así como otras en estado embrionario que surgen como respuesta a nuevas roturas del malecón.

Por otro lado, el cambio en la desembocadura de la ría, ha implicado modificaciones en el balance erosivo-sedimentario con aporte de una importante carga arenosa al puerto de Lekeitio, dificultando el acceso, tanto de las embarcaciones de bajura a su base, como de las merluceras, y la necesidad de dragados anuales de hasta 5.000 m³ para salvaguardar la actividad pesquera y recreativa portuaria, así como importantes cambios paisajísticos.

Finalmente, el proyecto de restauración del malecón, fijado para fechas próximas, permite vaticinar nuevos cambios en la dinámica litoral y la recuperación de la antigua dinámica en la desembocadura del río Lea.

Agradecimientos

Los autores quieren agradecer al Grupo de Investigación Consolidado de Prehistoria del Gobierno Vasco IT 622-13 y a la Unidad de Formación e Investigación "UFI11/09 Cuaternario: Cambios Ambientales y Huella Humana", así como al GIR PANGEA (Dpto. de Geografía, UVA)

REFERENCIAS

Gobierno Vasco. 2013. Proyecto de reparación del malecón de la playa de Isuntza a la isla de San Nicolás en Lekeitio. (Informe interno). Viceconsejería de Transportes y Obras Públicas. Dirección de Puertos y Asuntos Marítimos, 25 pp.

Hoffmeister, D., Tilly, N., Curdt, C., Aasen, H., Ntageretzis, K., Hadler, H., Willershäuser, T., Vött, A., Bareth, G. 2012. Terrestrial laser scanning for coastal geomorphologic research in western Greece. International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. XXII ISPRS Congress, Melbourne, 511-516.

Iriarte, E., Arriolabengoa, M. del Val, M., Iridoi, P., López-Horgue, M., Aranburu, A. 2012. ¿Es útil la información geográfica pública (LiDAR y Cartas Náuticas) como instrumento de análisis geomorfológico? Ejemplos en valles fluviales y plataforma continental del margen cantábrico. XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander, 275-278.

Pérez, A.M., Gracia, F.J., Vallejo, I., Barrera, J.A., Ojeda, J. 2011. Estudio morfométrico y volumétrico del retroceso de acantilados mediante escáner láser terrestre y modelado D. Aplicación al acantilado del Torre Bermeja (Cádiz). Actas de las VI Jornadas de Geomorfología Litoral, Tarragona, 35-38.

Rivera Medina, A.M. 2008. Estudio histórico del puerto de Lekeitio. Departamento de Transportes y Obras Públicas, Gobierno Vasco. 284 pp.

Velilla Iriondo, J. 1993. Origen y evolución de la villa de Lekeitio. Cuadernos de Sección Geografía e Historia. Eusko Ikaskuntza, 115-134.

Velilla Iriondo, J. 1996. Arquitectura y urbanismo en Lekeitio, siglos XIV a XVIII, Bilbao. Univ. País Vasco, 506 pp.

MODELO DE EVOLUCIÓN HISTÓRICA DE LA FLECHA-BARRERA DE VALDELAGRANA (BAHÍA DE CÁDIZ)

Model of historical evolution of the Valdelagrana spit-barrier (Bay of Cádiz)

C. Alonso[1], F.J. Gracia[2] y S. Rodríguez-Polo[2]

1 Instituto Andaluz del Patrimonio Histórico, Centro de Arqueología Subacuática. Junta de Andalucía. Avda. Duque de Nájera, 3. 11002, Cádiz. carlos.alonso.v@juntadeandalucia.es
2 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Univ.de Cádiz. 11510 Puerto Real

Abstract: Valdelagrana spit-barrier, located in the northern portion of the Bay of Cadiz, presents more than 20 beach ridges developed in the Late Holocene. This work includes the compilation and summary of previous works made in the zone, as well as new data related to the radiocarbon dating of different ridges. An evolutionary model of morphological changes of the spit-barrier is presented, by which this sedimentary system has been affected by different marine high-energy events recorded in sedimentary deposits and also in the geometrical disposition of the ridges.

Palabras clave: Cordón litoral, Holoceno, Bahía de Cádiz, evento energético
Key words: Beach ridge, Holocene, Cádiz Bay, energetic event

1. ZONA DE ESTUDIO

La flecha-barrera de Valdelagrana, situada al norte de la Bahía de Cádiz, tiene una longitud de 7 km en dirección N-S y una anchura de 2 km. Limita al Norte con la desembocadura del río Guadalete y al Sur con el canal mareal del río San Pedro. Su morfología en planta corresponde a una playa en *log-spiral*, generada por una deriva litoral dominante hacia el Sur (Fig. 1). El ambiente costero mesomareal ha favorecido el desarrollo de amplias marismas a su resguardo.

Su origen se remonta a unos 4000 años, a lo largo de los cuales ha tenido una evolución compleja, donde los eventos marinos de alta energía (temporales y tsunamis) han jugado un papel importante, así como la intervención humana. En Valdelagrana se distinguen más de 20 cordones litorales individuales (Rodríguez-Polo et al., 2009) que pueden ser agrupados en tres grandes episodios, H_2 a H_4 (Zazo et al., 1996) dentro de los cuales los cordones mantienen una disposición básicamente paralela.

Las numerosas investigaciones realizadas hasta el momento en la zona (Véase una síntesis en Del Río et al., 2008), aportan visiones parciales aunque complementarias de su evolución. El objetivo del presente trabajo es la recopilación y síntesis de todos estos datos para plantear, desde una perspectiva geomorfológica y geoarqueológica diacrónica, un primer modelo evolutivo que explique los datos disponibles.

2. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA Y OCUPACIÓN HUMANA

La figura 1 muestra una cartografía de los cordones identificados, así como la localización de las muestras datadas por diversos autores en trabajos previos. La formación y progradación de los cuerpos sedimentarios costeros holocenos del SW de la Península Ibérica se corresponden básicamente con dos episodios de ligero descenso del nivel del mar desde el último máximo eustático: Uno entre 6.900 y 2.700 años BP, y otro entre 2400 años BP y el presente (Zazo et al., 1996). Asociados a ellos se generaron cuatro eventos progradantes de cordones litorales (Zazo et al., 1994): H_1 (6500-4700 años BP); H_2 (4400- 2700 años BP); H_3 (2400-700 años BP) y H_4 (últimos 500 años). Si bien hasta el presente se admite que la fase más antigua (H_1) no está presente en la bahía gaditana (Dabrio et al., 2000), al este de Valdelagrana existen depósitos que podrían corresponderse con restos de esta unidad. La fase H_2 se generó hace unos 3770 años BP (Arteaga et al., 2008) y el cordón resultante fue ocupado por un asentamiento de la Edad del Bronce (Gómez Ponce et al., 1997), lo que confirma su antigüedad (Fig. 2A). Dataciones

realizadas por Zazo et al. (1996) y Dabrio et al. (2000) dan fechas posteriores (Fig. 1), muy probablemente debido a contaminaciones ligadas a eventos energéticos marinos posteriores, un problema frecuente en costas bajas. Paralelamente a la formación de la unidad H_2 se constata un notable desarrollo de marismas entre 3700 y 2500 BP (Dabrio et al., 2000) y sobre éstas, hacia el 2630 BP, un cordón litoral (Gracia y Martín, 2009) cuyo trazado fue cortado por un evento erosivo de alta energía (Fig. 2B; Dabrio et al., 2000). Asociado a este evento se produciría la captura del cauce del río Guadalete, que circulaba por la zona trasera de H_2 (Fig. 2B).

El origen de este evento puede ser un tsunami datado entre 2700 y 2300 BP, con efectos ampliamente documentados en diferentes puntos del Golfo de Cádiz (Lario et al., 2002; Ruiz et al., 2008). Más al Norte (salina de la Tapa), aparecen depósitos de desbordamiento o derrame (*washover fans*) asociados a otro evento posterior (2300-2200 BP según Luque et al., 2002), que igualmente afectó a H_2 (Fig. 2B). Un sondeo realizado al norte de Valdelagrana (Gracia y Martín, 2009), sobre el *gap* existente entre H_2 y H_3 (S-b, Fig. 1) ha permitido constatar que hacia el 2779 BP existía una marisma en momentos previos al desarrollo de H_3 (Fig. 2C). Hacia 1800 BP ese espacio estaba ya ocupado por un nuevo cordón litoral progradante desde el Oeste (H_3). El río Guadalete debía desembocar por el Sur, tal y como indican la presencia de cerámicas recuperadas en sondeos geotécnicos asociadas a contextos de canal (Arteaga et al., 2008), y una playa desarrollada durante s. I d.C. junto al alfar romano de Gallinero (al W de Puerto Real).

Entre los siglos III a.C. y II d.C. la bahía gaditana alcanzó altas cotas de ocupación humana: se construyeron embarcaderos, molinos, calzadas, se roturaron nuevos espacios agrícolas y talaron bosques para atender la demanda de una floreciente industria alfarera y se construyó el *Portus Gaditanus* de Balbo. Es en este momento cuando, ante la necesidad de controlar y favorecer la salida de productos comerciales hacia el mar y de solucionar problemas de navegación, debió de abrirse artificialmente el canal por el que actualmente desemboca el Guadalete, a la altura de El Puerto de Santa María (López Amador y Pérez, 2013). Desde entonces el río vertió al mar a través de una doble desembocadura: una artificial por el Norte y otra (la original) por el Sur, al oeste del actual Puerto Real (Fig. 2D). Como consecuencia de esta intervención los aportes sedimentarios del río pasaron a alimentar directamente el frente litoral (Fig. 2E), favoreciendo su rápida progradación (1000 m en tan sólo unos 800 años).

Según crónicas de la época, en el 881 d.C. se produjo en el Golfo de Cádiz un devastador tsunami con grandes repercusiones sobre su litoral (Galbis, 1932). Los registros sedimentarios obtenidos en el extremo sur del cordón H_3 (Gutiérrez Mas et al., 2009) han permitido identificar diferentes depósitos de alta energía datados entre 1200 y 700 BP. Su posición y distribución (Fig. 2F) sugieren que, con anterioridad a esta fecha, el río Guadalete nunca estuvo emplazado al oeste de H_3, ya que de lo contrario estos depósitos no habrían podido sobrepasar su canal mareal (al menos si lo comparamos con lo sucedido durante el posterior tsunami de 1755).

Este evento de época medieval arrasó el sector central de H_3, capturando la desembocadura sur del Guadalete hacia la nueva zona de rotura (Fig. 2F.). En la búsqueda hacia un nuevo equilibrio dinámico, comenzarían a desarrollarse las primeras unidades de H_4 (900 BP; Rodríguez et al., 2009). En su migración hacia el Sur, provocada por la deriva litoral dominante, el canal meridional del río Guadalete fue erosionando las antiguas unidades de los cordones litorales romano-medievales de H_3, situados ahora en la margen izquierda del río (Fig. 2G).

El sondeo S-c (Gracia y Martín, 2009) sobre el sector sur de la misma unidad progradante H_3, muestra un nivel acumulativo de alta energía a varios metros de profundidad y datado en 745 años BP, cuya génesis puede relacionarse con el evento energético acaecido en el año 1033 según el catálogo sísmico. Este episodio, menos intenso que otros anteriores o que el de 1755, fue también identificado por Gutiérrez Mas et al. (2009) en la unidad H_4 y también en muestras tomadas en la zona submareal (Fig. 1).

En la primera mitad del siglo XVIII, en un intento por aumentar el calado del estuario norte del Guadalete para mejorar su navegabilidad (López y Pérez, 2013) se realizó una corta a raíz de la cual la desembocadura meridional quedó definitivamente desconectada

de la cuenca del Guadalete y pasó a convertirse desde entonces en un canal mareal (río San Pedro), reduciéndose al mínimo su capacidad de migración lateral. Posteriormente, en 1755 ocurrió el tsunami asociado al terremoto de Lisboa. Su efecto fue notable, con numerosos daños en ciudades costeras. Afectó también a Valdelagrana, erosionando buena parte de los cordones formados desde la Edad Media.

Desde entonces y hasta mediados del siglo XX se han formado nuevos cordones, aunque su velocidad de progradación fue menor que en épocas anteriores. En el último cuarto del siglo cabe destacar la construcción de dos largos diques en la desembocadura del río Guadalete, que han provocado un cambio en la forma de equilibrio en planta, desencadenando erosión del extremo meridional y progradación del borde norte (Rodríguez Polo et al., 2009). En la última década parece haberse alcanzado un nuevo equilibrio dinámico.

3. CONCLUSIONES

La evolución geomorfológica del sistema sedimentario costero de Valdelagrana ha estado asociada tanto a la actuación de varios eventos marinos de alta energía (en su mayoría tsunamis históricos) como a diversas intervenciones antrópicas. Tras cada evento energético se produjo el reinicio de la progradación costera, dando lugar a nuevos conjuntos de cordones, que o bien estaban separados de los anteriores por amplios surcos o *gaps*, o bien tomaron direcciones de crecimiento diferentes a las anteriores. Se justifica así que la unidad H_3 se estableciera después del evento de 2700-2300 BP y la unidad H_4 se desarrollara después del evento del año 881 d.C. Otros eventos energéticos intermedios (el de 1033 o el de 1755) probablemente no tuvieron la energía suficiente como para establecer el reinicio de un nuevo episodio costero progradante.

Agradecimientos

El presente trabajo es una aportación a los proyectos CGL2011-25438 (Ministerio de Educación y Ciencia) y P10-RNM-6547 (Junta de Andalucía), así como al Grupo RNM 328 del Plan Andaluz de Investigación.

REFERENCIAS

Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., González, J.A., Flores, J.A. 2000. Depositional history of estuarine infill during the Late Pleistocene - Holocene postglaciar transgression. Marine Geology, 162, 381-404.

Del Río, L., Benavente, J., Gracia, F.J., Alonso, C., Rodríguez Vidal, J., Anfuso, G. 2008. Los espacios protegidos del litoral gaditano. En F.J. Gracia (Ed.): Geomorfología de los espacios naturales protegidos de la provincia de Cádiz. S.E.G. y Univ. de Cádiz, 103 – 195.

Galbis, R.J. 1932. Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5ºE y 20ºW de Greenwich y los paralelos 45º y 25ºN. Dirección General del Instituto Geográfico, Catastral y de Estadística, Madrid.

Gómez Ponce, C., Borja, F., Lagóstena, L., López, J.J., Ruiz, J.A., Borja, C. 1997. Primeras fases de la evolución de la flecha litoral de Valdelagrana (El Puerto de Santa María, Cádiz). Datos arqueológicos. En J. Rodríguez Vidal (Ed.): *Cuaternario ibérico*. AEQUA, Huelva, 165 - 167.

Gracia, F.J. y Martín, C. 2009. Tasas de sedimentación en las marismas del Parque Natural de la Bahía de Cádiz a partir de sondeos geotécnicos: Una aplicación para la reconstrucción paleoambiental. Demarcación de Costas de Andalucía Atlántico, Cádiz, 71 pp. (inédito).

Gutiérrez Mas, J.M., Juan, C., Morales, J.A. 2009. Evidence of high-energy events in shelly layers interbedded in coastal Holocene sands in Cádiz Bay (South-West Spain). Earth Surface Processes and Landforms, 34, 810-823.

Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Borja, F., Silva, P.G., Sierro, F., González, A., Soler, V., Yll, E. 2002. Changes in sedimentation trends in SW Iberia Holocene estuaries (Spain). Quaternary International, 93-94, 171 - 176.

López Amador, J.J. y Pérez Fernández, E. 2013. El puerto gaditano de Balbo. El Puerto de Santa María, Cádiz. Ed. El Boletín, Cádiz, 222 pp.

Luque, L., Lario, J., Civis, J., Silva, P.G., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J. 2002. Sedimentary record of a tsunami during Roman times, Bay of Cadiz, Spain. Journal of Quaternary Science, 17 (5-6), 623 – 631

Rodríguez Polo, S., Gracia, F.J., Benavente, J., Del Río, L. 2009. Geometry and recent evolution of the Holocene beach ridges of the Valdelagrana littoral spit (Cádiz Bay, SW Spain). Journal of Coastal Research, Spec. Iss. 56, 20-23.

Ruiz, F., Abad, M., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M., González-Regalado, M.L., Carretero, M.I., Pozo, M., Gómez, F. 2008. The geological record of the oldest historical tsunamis in Southwestern Spain. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 114 (1), 145-154.

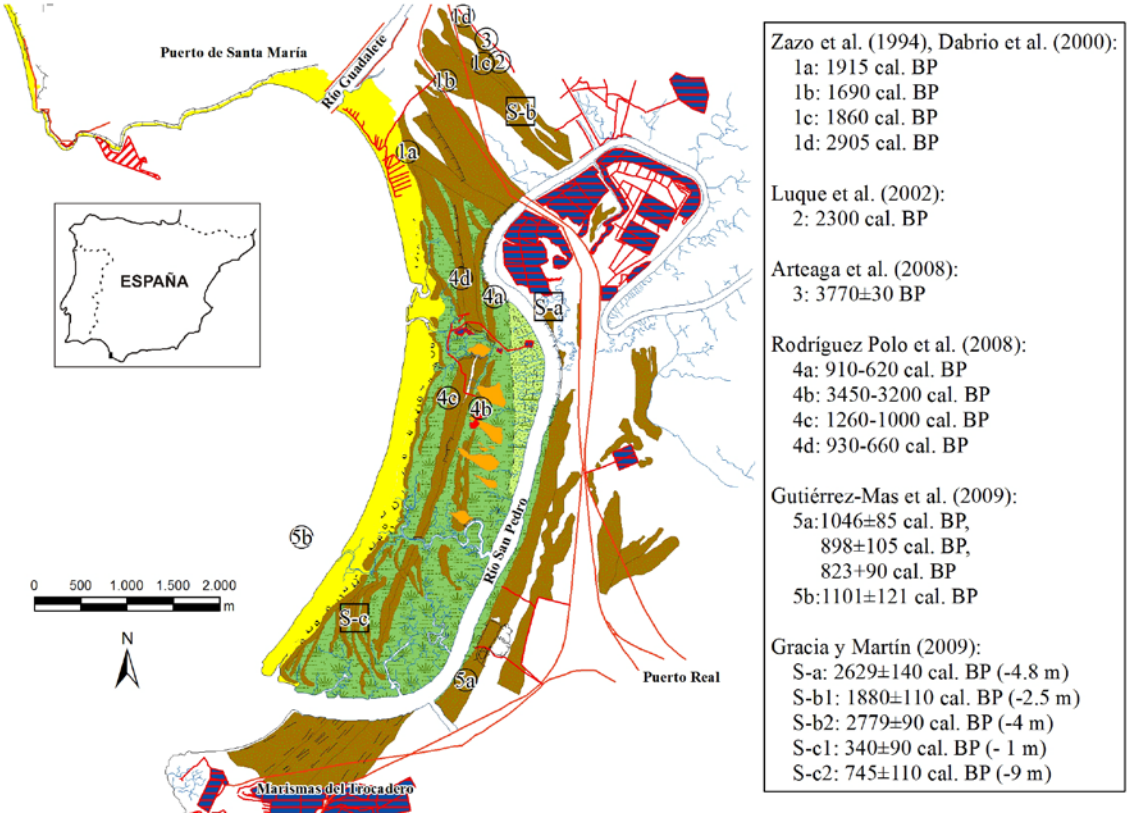


Fig. 1. Mapa geomorfológico de la flecha-barrera de Valdelagrana (modificado de Rodríguez Polo et al., 2009), con localización de muestras tomadas y datadas por diversos autores.
Fig. 1. Geomorphological map of Valdelagrana spit-barrier (modified from Rodríguez Polo et al., 2009), with location of simples taken and dated by different authors.

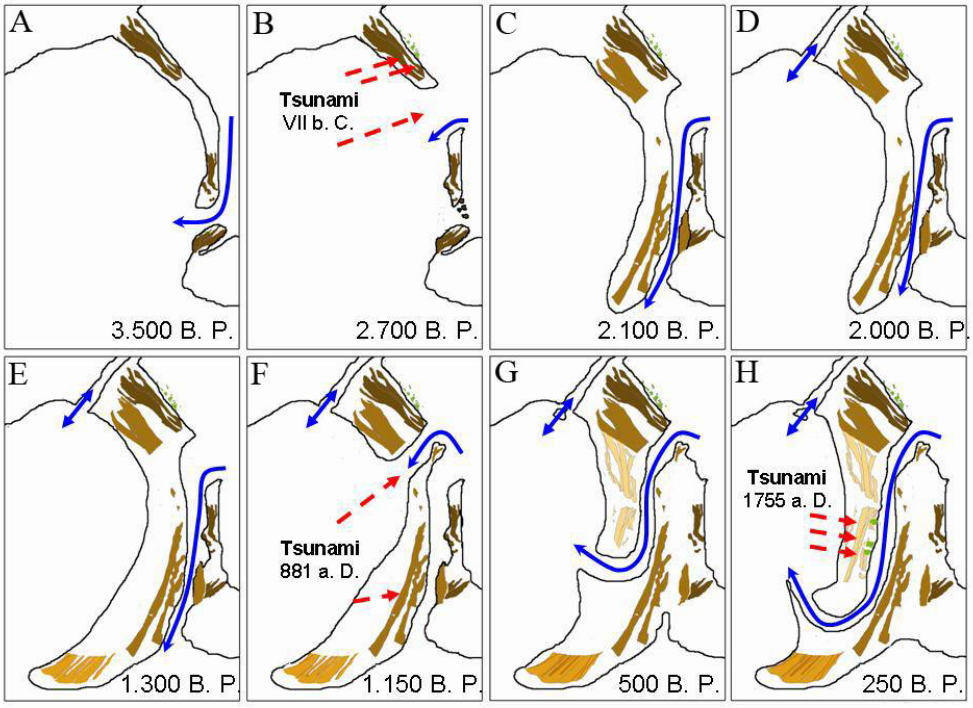


Fig. 2. Principales hitos en la evolución geomorfológica de la flecha-barrera de Valdelagrana.
Fig. 2. Main landmarks in the geomorpholgical evolution of Valdelagrana spit-barrier.

GESTIÓN DE SISTEMAS PLAYA-DUNA A PARTIR DE LA EXPERIMENTACIÓN EMPÍRICA. EL CASO DE MENORCA (ILLES BALEARS)

Beach-dune systems management through empirical experimentation. The case of Menorca (Balearic Islands)

M. Mir-Gual[1], G.X. Pons[1], J.A. Martín-Prieto[1,2], B. Gelabert, F.X. Roig-Munar[2], A. Rodríguez-Perea[1]

1 Universitat de les Illes Balears. Departament de Ciències de la Terra. Email: miquel.mir@uib.es
2 QU4TRE, consultoría ambiental. Es Migjorn Gran, Menorca

Abstract: Although many studies done over the last years have been focused to increase the knowledge of both physical and anthropogenic processes affecting coastal configuration and evolution, there is a lack of those which try to establish itself as an empirical basis for developing future management plans to improve the conservation state of these environments. This work aims to present some results obtained from a fieldwork experiment. The data set is about aeolian dynamics and patterns of sediment transport on a blowout existing along the front of Cala Tirant dune complex (Menorca, Balearic Islands). In this sense, this work pretends to present the instrumental and empirical framework necessary to better understand the sedimentary patterns occurred in these environments under different energetic conditions, and at the same time, to use all the results for improving their coming management plans.

Palabras clave: sistemas playa-duna, dinámica eólica, transporte sedimentario, *blowouts*, gestión
Key words: beach-dune systems, aeolian dynamics, sand transport, blowouts, management

1. INTRODUCCIÓN

El 42% del PIB en las Illes Balears se genera en su sector turístico, el cual se encuentra asociado principalmente a la costa, con incidencia directa sobre los sistemas playa-duna. La presión a la que estos ambientes se han visto sometidos trae consigo a que hoy sean muchos los problemas de erosión existentes en sistemas playa-duna, bien asociados a problemas de retroceso de la línea de costa (Roig-Munar et al., 2012), o bien a los que afectan directamente sobre el estado de conservación del sistema dunar (Mir-Gual et al., 2013).

A pesar de que existen referencias enfocadas a reivindicar la importancia que deben tener las medidas de gestión blandas basadas en la recuperación geomorfológica y ecológica de los sistemas playa-duna (Roig-Munar et al., 2009), hoy aún existe un importante vacío en tanto a las evidencias empíricas y experimentales que ayuden a mejorar la toma de decisiones en tanto a la gestión óptima de estos sistemas. En ese sentido, el presente trabajo tiene como objetivo principal presentar evidencias obtenidas de experimentos de campo que ayuden a entender el funcionamiento de los frentes dunares desde el punto de vista eólico y sedimentario, y así establecer propuestas de gestión basada en la dinámica intrínseca a estos ambientes, evitando así especulaciones, muchas veces perjudiciales desde el punto de vista natural.

2. LOCALIZACIÓN Y MÉTODOS

Se presentan datos obtenidos de la realización de un experimento de campo llevado a cabo en el frente dunar de Cala Tirant, localizado en la costa septentrional de la isla de Menorca (Illes Balears) (Figura 1), bajo vientos moderados-fuertes (5.7 ms^{-1}). La parte experimental se basa en el monitoreo continuado a lo largo de 24 h de muestreo de una morfología erosiva *blowout* localizada en la primera línea de duna con el objetivo de conocer la dinámica eólica asociada a distintas condiciones energéticas, y en consecuencia, determinar los patrones de transporte sedimentario existentes entre la playa emergida y el interior del sistema dunar. Esto nos permitirá, pues, determinar cuales son las tendencias de erosión, y en consecuencia, precisar las medidas de gestión correctas.

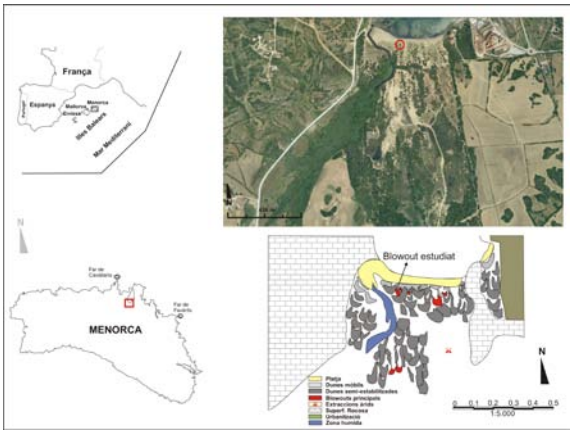


Fig. 1. Localización del sistema playa-duna de Cala Tirant (Menorca) y de la morfología *blowout* monitoreada.
Location of Cala Tirant beach-dune system (Menorca) and of the blowout studied.

Para conocer la dinámica eólica asociada al *blowout* analizado se han utilizado un total de 7 anemómetros 2D (velocidad y dirección) con una frecuencia de muestreo de 1 min a lo largo de una campaña de campo de 24 h. Para incrementar la cobertura espacial se han dispuesto en superficie a lo largo de la morfología en sí, de la zona de *foredune*, y del lóbulo de deposición en la zona interior. Por lo que hace al transporte, este se ha calculado a partir de la utilización de 12 trampas verticales de sedimento (modelo Leatherman) dispuestas en tres grupos con el objetivo de convertirlas en trampas multi-direccionales. Un primer grupo (TA) se localiza en el límite superior de la playa emergida, un segundo (TB) en la parte posterior a la línea de *foredune*, y un tercero (TC) en el lóbulo de deposición interior. Cada grupo de trampas tiene asociado un anemómetro de referencia.

3. RESULTADOS

Los resultados obtenidos indican que el comportamiento del flujo eólico es diferencial a lo largo del *blowout* analizado. La aplicación del *Fractional speed-up ratio*, basado en Hugenholtz y Wolfe (2009) sugiere que la incidencia energética sobre la propia morfología es variable, tal y como se refleja en la Figura 2. Partiendo de unas condiciones iniciales de input en el anemómetro 1, se percibe que la velocidad del viento disminuye una vez el flujo supera la línea de *foredune*. Esta disminución se atribuye a un incremento de la rugosidad superficial asociada a la presencia de vegetación herbácea y dunas embrionarias tipo *echo-dunes*. Posteriormente se percibe un incremento progresivo de la velocidad del viento a lo largo del canal de deflación, asociado en este caso a la presión estática ejercida por la topografía de la misma morfología, que respondiendo al principio de Bernoulli, supone una canalización del mismo. Finalmente, cuando el flujo llega al límite superior del *blowout*, coincidiendo con el inicio del lóbulo de deposición, experimenta un proceso de expansión y de nuevo una disminución de su velocidad, en este caso atribuible a la pérdida del control estático de la topografía. El comportamiento explicado deja entrever que la topografía juega un papel clave en tanto al comportamiento del flujo eólico una vez éste incide sobre la morfología *blowout*.

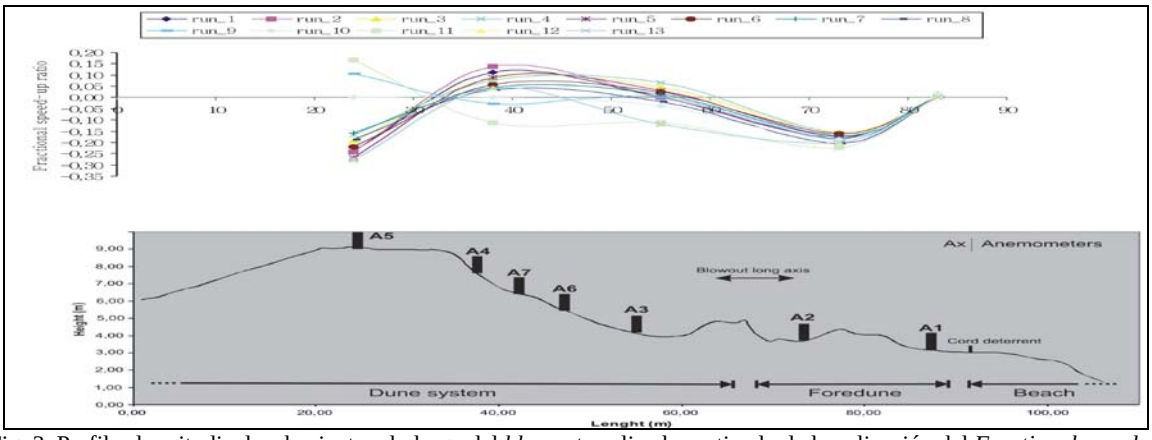


Fig. 2. Perfiles longitudinales de viento a lo largo del *blowout* analizado partiendo de la aplicación del *Fractional speed-up ratio* (Hugenholtz y Wolfe, 2009)
Longitudinal wind profiles along the studied blowout according to the application of fractional speed-up ratio (Hugenholtz y Wolfe, 2009)

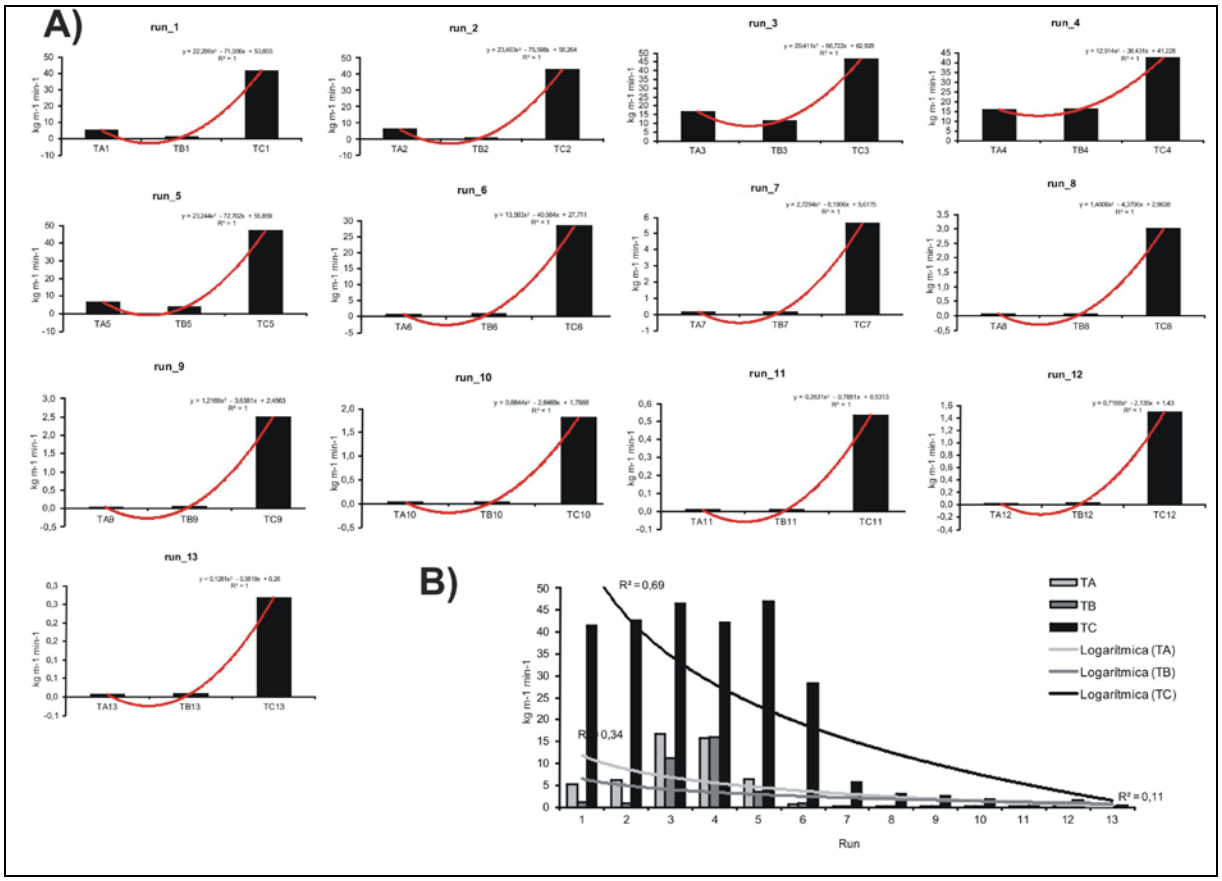


Fig. 3. Distribución espacial del transporte de sedimento registrado en cada momento de muestreo (*runs*) por cada grupo de trampas (TA, TB, TC)

Espatial distribution of sediment transport recorded along each run by each sand traps group (TA, TB, TC)

En términos medios las máximas velocidades de viento se dieron en la pared lateral oeste del *blowout* (media= 5.4 ms^{-1}; máximas= 6.4 ms^{-1}) y en la rampa interior, entre la cubeta de deflación y el lóbulo de deposición (media= 5.0 ms^{-1}; máximas= 6.1 ms^{-1}), mientras que los valores mínimos fueron registrados en el lóbulo deposicional (media= 3.8 ms^{-1}; máximas= 5.0 ms^{-1}) y en la parte posterior a la línea de *foredune* (media= 3.9 ms^{-1}; máximas= 4.9 ms^{-1}).

Si el análisis se centra en la distribución sedimentaria registrada a lo largo del experimento en 13 momentos diferentes de muestro (Figura 3) se perciben diferencias a tener en cuenta. En términos generales las mayores tasas de sedimentación se dan, y con diferencias substanciales, en el grupo TC, localizado en el límite superior del *blowout*, justo al inicio del lóbulo deposicional, con una captación total acumulada de 263 kg m^{-1}. Por lo que hace a la primera línea, el transporte captado fue, en términos generales, superior en el grupo TA, localizado en el límite superior de la playa emergida, con un cómputo global de 51 kg m^{-1}. Finalmente, las menores cantidades de sedimentación fueron registradas por el grupo TB, situado en la parte posterior a la *foredune*, y con un cómputo de 33.71 kg m^{-1}.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

De los resultados obtenidos en el experimento de campo llevado a cabo se manifiesta con claridad que las características físicas de los sistemas dunares, y en concreto de la presencia de *blowouts* en primera línea, determinan y condicionan el comportamiento del flujo eólico incidente, y también, los patrones de transporte sedimentario. En primer lugar, y apoyando lo que autores como Hesp y Walker (2012) o Smyth et al. (2012) han sugerido, la topografía juega un papel clave en tanto al comportamiento del viento una vez que éste incide sobre la morfología dunar, pudiendo condicionar también modificaciones en tanto a

los patrones de transporte sedimentario, y a los procesos de sedimentación y erosión. Además de la topografía dunar en sí, otros factores físicos tales como la presencia de vegetación herbácea o *echo-dunes* en primera línea también pueden suponer alteraciones en las dos variables analizadas; viento y transporte.

Autores como Mir-Gual et al. (2013) sugieren que el estado de conservación de los frentes dunares en espacios como las Illes Balears es clave para una óptima conservación del sistema de dunas en su integridad, y que parte de esa gestión debería pasar por la estabilización de esos frentes de dunas a partir de la intervención óptima y responsable en las morfologías *blowout* existentes, puesto que éstas pueden actuar como canalizadores de arena desde la playa emergida hacia el interior del sistema dunar, incrementando así los patrones de erosión.

Partiendo de esta premisa, y en consideración a los resultados expuestos en el presente trabajo, se sugiere que la gestión en estos ambientes se apoye más frecuentemente en su funcionamiento dinámico y físico, y no tanto en las pretensiones sociales y económicas. En ese sentido se propone como medida de gestión intentar promover la estabilización sedimentaria de los frentes dunares a partir de la intervención ecológica y geomorfológica de las morfologías erosivas *blowout*, para disminuir así las tasas de erosión de la playa alta (zona de mayor interés económico).

Atendiendo al comportamiento del viento mostrado en la Figura 2, la presencia de una *foredune* bien desarrollada supone un descenso de la velocidad del flujo eólico, forzado a depositar el sedimento en suspensión que pueda transportar,una vez intercede con las dunas embrionarias y la vegetación (ver TB en la Figura 3). Desde el punto de vista de la gestión, este hecho indica la necesidad de impulsar medidas que ayuden a la recuperación de una línea de *foredune* bien desarrollada, puesto que ésta ayudará a interferir el sedimento que va desde la playa emergida hacia el interior, el depósito sedimentario existente frente a posibles temporales.

Siguiendo las indicaciones de autores como Roig-Munar et al. (2009) la intervención de la primera línea a partir de la aplicación de medidas blandas puede ayudar a la recuperación geomorfológica de estos espacios, incrementando el grado de deposición sedimentaria en primera instancia, y el grado de protección frente a los procesos erosivos. La correcta disposición de trampas de interferencia sedimentaria, el uso adecuado de restos de *Posidonia oceanica*, o la repoblación regulada de especies psamófilas con capacidad de retención de arena deberían ser claves a la hora de lograr dicha recuperación, ayudando así a conseguir balances sedimentarios óptimos para el funcionamiento de los frentes dunares.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se ha visto beneficiado por las ayudas de la *Direcció Gral. d'Universitats, Recerca i Transferència del Coneixement* del *Govern de les Illes Balears* con fondos FEDER al grupo competitivo BIOGEOMED, y de una beca de investigación (FPI) de la *Direcció Gral. d'Universitats, Recerca i Transferència del Coneixement* del *Govern de les Illes Balears* cofinanciada por el Fondo Social Europeo, otorgada a Miquel Mir Gual.

BIBLIOGRAFIA

Hesp, P.A., Walker, I.J. 2012. Three-dimensional aeolian dynamics within a bowl blowout during offshore winds: Greenwich Dunes, Prince Edward Island, Canada. Aeolian Research 3, 389-399.

Hugenholtz, C.H., Wolfe, S.A. 2009. Form-flow interactions of an aeolian saucer blowout. Earth Surface Processes and Landforms 34, 919-928.

Mir-Gual, M., Pons, G.X., Martín-Prieto, J.A., Roig-Munar, F.X., Rodríguez-Perea, A. 2013. Geomorphological and ecological features of blowouts in a western Mediterranean coastal dune complex: a case study of the Es Comú de Muro beach-dune system on the island of Mallorca, Spain. Geo-Marine Letters 33, 129-141.

Roig-Munar, F.X., Rodríguez-Perea, A., Martín-Prieto, J.A., Pons, G.X. 2009. Soft management of beach-dune systems as a tool for their sustainability. Journal of Coastal Research SI56, 1284-1288.

Roig-Munar, F.X., Martín-Prieto, J.A., Rodríguez-Perea, A., Pons, G.X., Mir-Gual, M. 2012. Risk assessment of beach-dune system erosion: beach management impacts on the Balearic Islands. Journal of Coastal Research 28(6), 1488-1499.

Smyth, T.A.G., Jackson, D.W.T., Cooper, J.A.G. 2012. High resolution measured and modelled three-dimensional airflow over a coastal bowl blowout. Geomorphology 177-178, 62-73.

CONDICIONANTES LITOLÓGICOS Y ESTRUCTURALES EN DEPÓSITOS DE ABANICO ALUVIAL: CARACTERIZACIÓN DE PROCESOS MEDIANTE MORFOSCOPÍA DE CLASTOS

Lithological and structural constraints on alluvial fan deposits: processes characterization by clasts morphoscopic analysis

F. Pomar[1], J.J. Fornós[1], L. Gómez-Pujol[1,2] y L. Del Valle[1]

1 Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears (UIB). Ctra. de Valldemossa km 7,5 07122 Palma (Illes Balears). E-mail: xisco.pomar@uib.cat
2 SOCIB, Balearic Islands Coastal Observing and Forecasting System. ParcBit, Ctra. de Valldemossa km 7,4 07121 Palma (Illes Balears)

Abstract: This study deals with clast morphological analysis from Pleistocene-Holocene alluvial fan deposits attending to their shape and roundness. These deposits infill the low area of nine coastal small basins located between cala Tirant and Fornells, at Northern Menorca (Balearic Islands). Clast morphology and shape analysis show that differences in basement lithology of each basin controls the clast abundance as well as bed thickness and joint style controls the clast form. Additionally, clast shape does not reflect evidences of transport mechanisms and agents due to the short distances of transport from the basin head.

Palabras clave: Análisis morfoscópico de clastos, forma, procesos de transporte, Menorca.
Key words: Clast morphological analysis, clast shape, transport processes, Menorca.

1. INTRODUCCIÓN

Las características de los clastos (i.e. forma, litología, dimensiones) que constituyen los depósitos de abanicos aluviales son una fuente de información importante a propósito de los procesos que operan en la cuenca de origen, así como de los factores que definen el basamento y controlan su alteración y erosión (Sneed y Folk, 1958; Benn y Ballantyne, 1993 y 1994; Benn y Evans, 1998; Graham y Midgley, 2000). La forma y dimensión de los clastos depende principalmente de las características físicas del basamento (textura, resistencia a la meteorización, fracturación o esquistosidad), así como del proceso de alteración y del agente de transporte (Sneed y Folk, 1958; Benn y Ballantyne, 1994; Lukas et al., 2013).

En este sentido, el presente trabajo aborda el análisis y la caracterización morfoscópica de los depósitos de ladera localizados en cuencas de drenaje costeras situadas al norte de Menorca, constituidos por paquetes de brechas de edad Pleistoceno-Holoceno (Pomar et al., 2013). Dichos depósitos presentan notables diferencias a pesar de que todas las cuencas muestran características ambientales y atributos de dimensión, orientación y pendiente similares. Diferencias en el basamento, por cambios litológicos y estilo de fracturación en cada cuenca permiten relacionar dichas variaciones con las características de forma y dimensión de los clastos que forman los depósitos.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza en la costa norte de Menorca (Illes Balears) entre las localidades de Fornells y cala Tirant (Fig. 1). Se trata de un tramo de costa rectilíneo de poco más de 1 km de longitud constituido por materiales pleistocenos que se disponen sobre el basamento en las zonas más deprimidas de las cuencas y evidencian importantes procesos aluviales-coluviales (Pomar et al., 2013). En esta zona desembocan 9 pequeñas cuencas con un rango de superficies que oscilan desde 1 ha hasta 14 ha. Los relieves que las delimitan no superan la cota de los 90 m snm y la mayoría están delimitadas por una red hidrográfica muy incipiente con un único canal

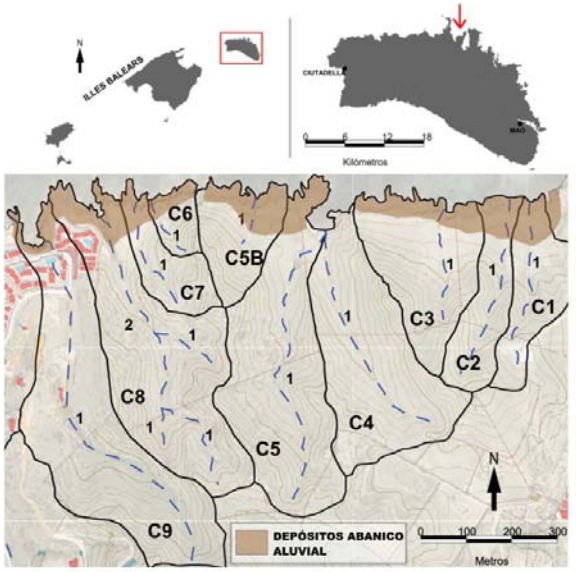


Fig. 1. Área de estudio y cuencas estudiadas.
Fig. 1. Study site and characterized basins

(Fig. 1). El canal más corto apenas supera los 100 m de longitud y el más largo 900 m. Todas las cuencas presentan un gradiente superior al 0,10 m/m, llegando a alcanzar en algún caso poco más del 0,30 m/m (Tabla 1). Los materiales que constituyen el basamento son alternancias de capas de areniscas y lutitas del Devónico formadas por estratos plegados con una potencia centimétrica a decamétrica, interpretadas como turbiditas (Bourrouilh, 1983). Existe un alto grado de fracturación, presentando unos estratos con gran densidad de diaclasas a modo de retícula. El clima del área de estudio es mediterráneo con inviernos suaves y veranos secos. La temperatura media anual se sitúa en 17ºC y la precipitación media es de 600 mm.

3. MATERIALES Y MÉTODO

Para analizar el control litológico y estructural en la provisión de clastos en los depósitos citados anteriormente, se ha procedido a la realización de un análisis morfoscópico de clastos integrando las variables de grado de redondez y morfometría (Benn y Ballantyne, 1993 y 1994; Graham y Midgley, 2000; Blott y Pye, 2007). Para ello se han seleccionado 18 puntos de muestreo repartidos en los depósitos aluviales y en cada uno de dichos puntos se ha caracterizado un mínimo de 50 clastos. De cada clasto se ha registrado mediante un calibrador los valores de eje máximo, medio y mínimo (*a*, *b* y *c*), así como el grado de redondez a partir de la escala semicuantitativa de Krumbein (1941). A partir de estos datos, se pueden definir tres proporciones relacionadas con la forma de los clastos. Formas isométricas con valores *b/a* y *c/a* elevados; formas aplanadas con valores *b/c* elevados y *c/a* bajos y formas alargadas con valores *b/a* bajos y *c/a* bajos. Además, la proporción *a-b:a-c* indica la tendencia de un clasto a definirse por una forma aplanada si los valores son bajos o alargada si los valores son altos (Benn y Ballantyne, 1993; Lukas et al., 2013). Las tres proporciones se han representado gráficamente en diagramas ternarios (Fig. 2) mediante la utilización de la aplicación TRI-PLOT (Graham y Midgley, 2000). Se ha calculado el índice C40, donde según Benn y Ballantyne (1994) el valor 0,4 de la proporción *c/a* define el límite entre los clastos con tendencia a formas isométricas o por el contrario formas aplanadas y alargadas.
Por otra parte, se ha caracterizado la litología y la fracturación del basamento en cada una de las cuencas tomando medidas de potencia mediante cinta métrica de las capas de areniscas y lutitas en distintos puntos de cada una de las cuencas. También se ha medido el espaciado en las fracturas de las capas de areniscas, así como observaciones del estilo de fracturación.
Para completar la caracterización de las cuencas, se han calculado sus principales parámetros morfológicos (Tabla 1).

Tabla 1. Características de las cuencas estudiadas.
Table 1. Morphometric characteristics of the basins.

Cuenca	Superficie (ha)	Pendiente (m/m)	Longitud canal principal (m)	Clasif. Horton canal principal
C1	4.53	0.18	413.51	1
C2	3.84	0.17	421.39	1
C3	6.97	0.27	258.08	1
C4	10.39	0.10	523.15	1
C5	12.00	0.12	679.98	1
C5B	3.69	0.27	259.00	1
C6	1.33	0.35	142.52	1
C7	2.77	0.22	290.29	1
C8	12.66	0.15	559.13	2
C9	14.21	0.10	924.48	1

4. RESULTADOS

Del análisis morfoscópico se desprende que las dimensiones medias de los clastos con ejes mayores oscilan entre 6 y 8 cm, los ejes medios entre 3,5 y 5 cm y los ejes menores entre 1 y 2,5 cm. Todos ellos con desviaciones estándar que no superan 0,5 cm. Por otra parte, el índice C40 muestra valores próximos al 90% en la mayoría de cuencas excepto en las cuencas C4, C5 y C5B, en las que los valores de C40 se sitúan entre el 60% y 80%. Las cuencas C6 y C7 muestran los valores más bajos, un 58% (Fig. 2).

Las observaciones de grado de redondez muestran unos clastos angulosos a muy angulosos en todas las cuencas (Fig. 2). Así mismo, la forma generalizada en todas las cuencas es de clastos aplanados. En las cuencas C8 y C9 tienden a ser aplanados con tendencia a alargados mientras que en las cuencas C5B, C6 y C7 dominan clastos más isométricos o compactos (Fig. 2).

El cálculo de la presencia relativa de clastos en los depósitos mediante estimación visual también sufre variaciones de cuenca a cuenca. En las cuencas C1, C2, C3, C4, C5 y C5B la presencia media de clastos en los depósitos se sitúa entre el 25 y 30%, mientras que en C6, C7, C8 y C9 su presencia sólo alcanza entre un 5% y un 10%. Los cambios en las características litológicas observadas en el basamento hacen posible determinar la predominancia de capas de areniscas o lutitas dentro de cada cuenca. Así pues, se ha calculado un índice litológico con base 100 tomando como referencia la potencia media de las capas de areniscas y lutitas que afloran en cada cuenca. En las cuencas C1, C2, C3, C4, C5 y C5B el índice litológico sitúa por encima del 70% la presencia de areniscas en el sustrato, mientras que en las cuencas C6, C7 y C8 la presencia de areniscas se sitúa por debajo del 60%, llegando a alcanzar sólamente un 33% en la cuenca C9.

El espaciado medio entre fracturas oscila entre 12 y 40 cm para las cuencas más orientales y centrales del área de estudio. En las más occidentales los valores no superan los 7,5 cm. No se ha obtenido ningún clasto procedente de los materiales lutíticos en las observaciones de clastos de las diversas cuencas.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados del análisis morfoscópico de los clastos ponen de manifiesto un control litológico y estructural en la producción de clastos que se incorporan a los depósitos de cada cuenca. El análisis de las dimensiones de los clastos marca escasa variación entre cuencas.

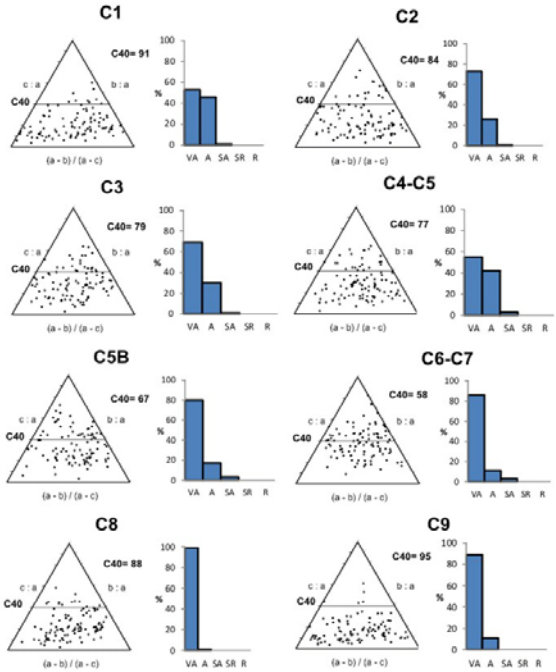


Fig. 2. Diagramas ternarios e histogramas representando la forma de los clastos de cada cuenca. Las cuencas C4-C5 y C6-C7 se representan juntas, ya que comparten desembocadura y características litológicas similares. *VA*= muy anguloso; *A*= anguloso; *SA*= subanguloso; *SR*= subredondeado; *R*= redondeado.

Fig. 2.Ternary diagrams and histograms for the clast shape and roundness. C4-C5 and C6-C7 basins are plotted together due to similar lithological caracteristics and joined outlets. VA= very angular; A= angular; SA= subangular; SR= subrounded; R= rounded.

Por otra parte, la comparación de los distintos indicadores utilizados en este trabajo permite hacer una serie de consideraciones. La correlación entre el índice litológico y la presencia de clastos en los depósitos muestra una relación directa (r^2=0,81; p<0.005) en la cual mayor presencia de capas de areniscas que afloran proporciona mayor cantidad de clastos (Fig. 3). Además, la relación entre el índice C40 y la potencia de capas de areniscas (r^2=0,45; p<0.001) y el espaciado entre fracturas de dichas capas (r^2=0,59; p<0.001) muestra una relación directa aunque menor significación

(Fig. 3). Las formas más isométricas dependen de una mayor potencia de las capas y una fracturación más espaciada (Lukas et al., 2013). Estos resultados no reflejan directamente los procesos de transporte que puedan sufrir los clastos. Las cuencas del área de estudio muestran unos parámetros morfométricos (Tabla 1) que indican unas distancias de transporte muy cortas, así como también unos procesos dominados por la gravedad. Además, las formas muy angulosas de los clastos sugieren que desde la liberación del clasto de la roca hasta su deposición el transporte ha sido mínimo. De esta manera, las cuencas con pendientes iguales o superiores a 0,1 y superficies alrededor de 10 ha se caracterizan por procesos de transporte de tipo debris-flow y caída de bloques (Montgomery y Foufoula-Geordiou, 1993; Sklar y Dietrich, 1998; Stock y Dietrich, 2003).

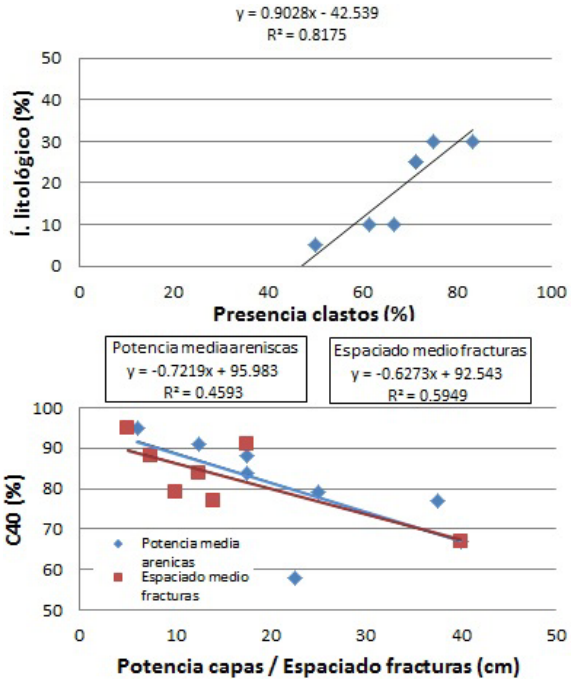


Fig. 3. Relación entre el índice litológico y la presencia de clastos en los depósitos (arriba) e índice C40, potencia media de los niveles de areniscas y espaciado entre fracturas (abajo).

Fig. 3. Relationship between the Lithology Index and the presence of clasts within the deposits (above). Relationship between C40 index, mean thickness of sandstone beds and joints spacing (below).

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido realizado gracias a la financiación del programa FPI-MICINN y forma parte del proyecto de investigación financiado por el MICINN (MINECO) CGL2010-18616.

REFERENCIAS

Benn, D.I. y Ballantyne, C.K. 1993. The description and representation of particle shape. Earth Surface Processes and Landforms 18, 665-672.

Benn, D.I. y Ballantyne, C.K. 1994. Reconstructing the transport history of glaciagenic sediments: a new approach base on the co-variance clast form indices. Sedimentary Geology 91, 215-227.

Benn, D.I. y Evans, D.J.A. 1998. Glaciers & Glaciations. Arnold, London, 734 pp.

Blott, S.J. y Pye, K. 2007. Particle shape: a review and new methods of characterization and classification. Sedimentology 55, 31-63.

Bourrouilh, R. 1983. Estratigrafía, sedimentología y tectónica de la isla de Menorca y del nordeste de Mallorca (Baleares). Memoria IGME tomo 99, Madrid, 672 pp.

Graham, D.J. y Midgley, N. G. 2000. Graphical representation of particle shape using triangular diagrams: an excel speadsheet method. Earth Surface Processes and Landforms 25, 1473-1477.

Krumbein, W.C. 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. Journal of Sedimentary Petrology 11, 64-72.

Lukas, S., Benn, D.I., Boston, C.M. et al. 2013. Clast shape analysis and clast transport paths in glacial environments: A critical review of methods and the role of lithology. Earth-Science Reviews 121, 96-116.

Montgomery, D.R. y Foufoula-Geordiou, E. 1993. Channel network source representation using Digital Elevation Models. Water Resources Research 29, 3925-3934.

Pomar, F., Fornós, J.J., Gómez-Pujol, L., Del Valle, L. 2013. El Pleistoceno superior de la zona de Tirant-Fornells (norte de Menorca, Illes Balears): un modelo de interacción eólica y aluvial. Actas VII Jornadas de Geomorfología Litoral, Oviedo, Geo-Temas 14, 123-126.

Sneed, E.D. y Folk, R.L. 1958. Pebbles in the lower Colorado River, Texas a study in particle morphogenesis. Journal of Geology 66, 114-150.

Sklar, L.S. y Dietrich, W.E. 1998. River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. En Tinkler, K., Wohl, E.E. (Eds.): Rivers over rock. Fluvial processes in bedrock channels. American Geophysical, Union geophysical Monograph 107, 237-260.

Stock, J. y Dietrich, W.E. 2003. Valley incision by debris flows: Evidence of a topographic signature. Water Resources Research 39, 1089, doi:10.1029/2001WR001057.

BLOQUES SOBRE ACANTILADOS MARINOS EN LA ISLA DE MENORCA (ILLES BALEARS): ¿TSUNAMIS O TORMENTAS?

Blocks on Marine Cliffs in Minorca Island (Balearic Islands): Tsunamis or Storms?

F. X. Roig-Munar [1,2], A. Rodríguez-Perea [2], J. A. Martín-Prieto[1,2], J. M. Vilaplana[3], G. X. Pons[2], B. Gelabert[2] y M. Mir-Gual[2]

1 Qu4tre, consultoría ambiental, C/ Carritxaret 18-6, Es Migjorn Gran, Menorca, xiscoroig@gmail.com.
2 Grup BIOGEOMED, Dep. de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears
3 Grup RISKNAT, Dep. de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona

Abstract: Marine cliffs of Minorca Island show metric size boulders that have been transported inland by storms waves and/or tsunamis. These blocks, deposited singly or forming ridges parallel to the coast, are found within heights ranging from 0-30 m above sea level and up to 75 m inland from the coastline. Of the nearly 3000 measured blocks, in 14 areas, those whose transport requires more energy were selected (Transport Figure > 1000). Their size is 2.6 x 2 x 0.7 m in average. Blocks are 11.1 Tm in weight, located 10.6 m a.s.l. and 48.6 m inland. Since the maximum wave height in this area is 8 m, it must be concluded that tsunamis have taken part in its genesis. Preliminary results suggest the coexistence of mixed events: mega storms and tsunamis waves hitting the coast have been able to move boulders up to 369 Tm.

Palabras clave: Menorca, litoral, bloques, tormentas, tsunamis
Key words: Minorca, littoral, boulders, storms, tsunamis

1. INTRODUCCIÓN

La presencia de bloques y megabloques en las crestas de acantilados o sobre terrazas litorales en las costas meridionales de Menorca ha pasado desapercibida hasta la actualidad. Sus dimensiones, la altura de los acantilados y la distancia tierra adentro en donde se encuentran, generan debate sobre su génesis, ya sea asociada a tsunamis o a megatemporales. Uno de los efectos de los tsunamis sobre las costas rocosas es el arranque de grandes rocas costeras y su transporte tierra adentro. Aunque son ya numerosos los ejemplos documentados de bloques desplazados por tsunamis históricos (Goff et al., 2006; Goto et al., 2009a), también existen otros depositados por megatemporales (Goto et al., 2009b, Hansom y Hall, 2009). La abundancia de trabajos sobre bloques depositados por paleotsunamis junto a otros que se interpretan transportados por grandes temporales plantea la dificultad de establecer criterios definitivos con los que discriminarlos (Kelletat, 2008, Barbano et al., 2010).
En el Mediterráneo, diversos bloques aislados y acumulaciones en forma de cordones han sido interpretadas como restos de tsunamis registrados a lo largo de los últimos siglos (Kelletat y Schellmann, 2002, Kelletal et al., 2005, Pignatelli et al., 2009).
En el presente estudio se caracterizan casi 3.000 bloques y megabloques situados sobre acantilados y terrazas litorales en el S de Menorca (Figura 1). El objeto de este estudio es evaluar si estas acumulaciones se encuentran asociadas a grandes tormentas, a tsunamis o bien fenómenos mixtos que actúan sobre una misma área.

2. ÁREA DE ESTUDIO

Menorca es la más oriental de las Islas Baleares. Su costa meridional está formada por una plataforma tabular de calcarenitas y calcilutitas miocenas en la que se diferencian tres grandes unidades: una zona central, más elevada y flanqueada por dos áreas de menores alturas. Tal disposición responde a un anticlinal laxo que define la estructura del Migjorn (Gelabert et al., 2005). La costa es acantilada y rectilínea, con articulaciones asociadas a calas y presenta elevaciones medias de 35 m en su parte central

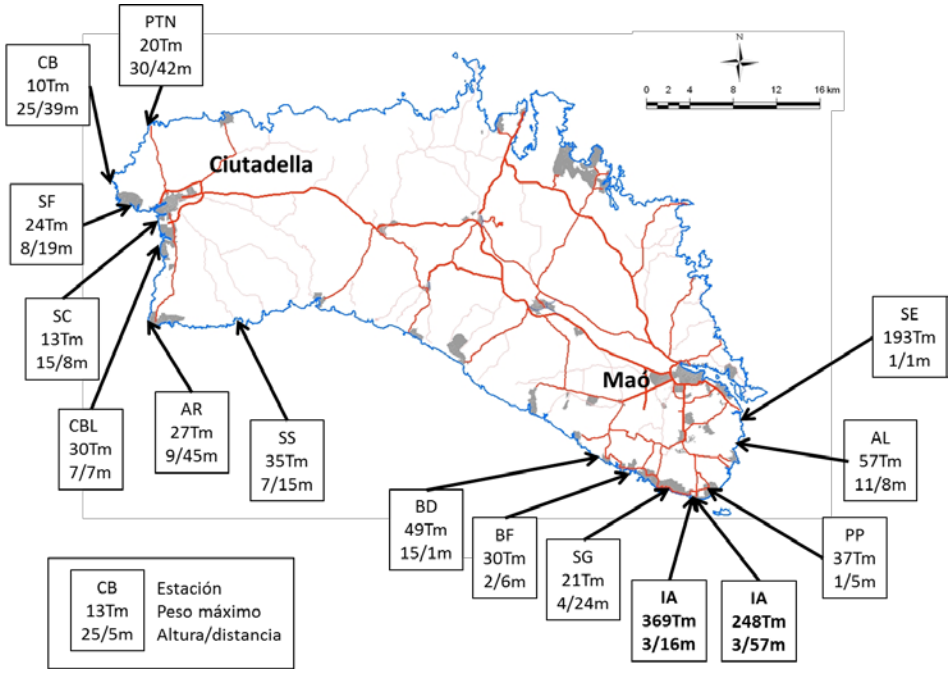


Fig. 1. Áreas de estudio para la caracterización de bloques sobre acantilados y terrazas litorales de Menorca. PNT: Punta Nati, CB: Cala en Blanes, SF: Sa Farola, SC: Sa Caleta, CBL: Cala Blanca, AR: Artrutx, SS: Son Saura, BD: Binidalí, BF: Binissafúller, SG: Son Ganxo, IA: Illa de l'Aire, PP: Punta Prima, AL: Alcalfar, SE: Sant Esteve.

Fig. 1. Location map of the study area and weight, height above sea level and distance from the shoreline of the biggest boulder for each studied site. Grey continuous line corresponds to cliff heights > 30 m.

que disminuyen hacia los extremos oriental y occidental de la Isla (Figura 1).

Los tsunamis generados en la costa argelina tienen consecuencias en las costas cercanas, como las de Baleares, especialmente en los puertos y calas, como se documenta en el acaecido en Zemmouri (Argelia) en 2003. Los resultados del modelo de Roger y Hebert (2008) indican que algunos sectores de la costa SE de Menorca son los más propensos a la llegada de olas asociadas a estos tsunamis. Según Álvarez-Gómez et al. (2011) sólo las fuentes sísmicas en el N de Argelia son capaces de generar tsunamis que afecten a Baleares. Debido a la direccionalidad de propagación, cada una de las fuentes sísmicas potenciales afecta de forma distinta a diversos sectores de las Baleares, estando Menorca afectada principalmente por las trayectorias de dirección NNW- SSE. El tsunami generado por estas fuentes solo tardaría de 40 a 50 minutos hasta alcanzar la isla.

Menorca presenta un clima marítimo caracterizado por altura de ola significante entre 0,5 y 1.5 m, con períodos de pico asociados de 5 a 7 s, con una componente dominante de SW, seguida de una ESE y con un régimen extremal que ofrece probabilidades del 90% para eventos anuales de 5 m de Hs, y para periodos de recurrencia de 20 y 50 años de 7.8 y 8.3 m respectivamente. Los valores extremos de 50 años de período de retorno presentan niveles de alrededor de 11 m en el sector N de Baleares y en torno a 8 m en las áreas meridionales (Cañellas et al., 2007)

3. METODOLOGÍA

Se ha procedido a la identificación y al análisis de 14 áreas, a la caracterización morfométrica de sus bloques y a la cartografía geomorfológica de cada área. Se han obtenido los valores de los ejes máximo, medio y menor para cada bloque, su orientación y buzamiento, así como la cota a la que se encuentran y su distancia de la costa (Fig. 1). Se han tomado observaciones de carácter cualitativo como: disposición de los bloques respecto a la estratificación de la zona, presencia de fauna marina incrustada en ellos, de morfologías predeposicionales (*notch*, etc.), grado de rodamiento, presencia de superficies de abrasión, crecimiento liquénico y desarrollo de formas de carstificación pre y post deposicionales en su superficie. Se han calculado las densidades de las tres litologías presentes y, en base a la metodología de Nott (2003) y Pigmatelli et al. (2009), se han calculado los valores hidrodinámicos necesarios

para el arranque y desplazamiento de dichos bloques bajo diferentes supuestos.
A pesar de que se han podido identificar unos pocos bloques arrancados de la base de los acantilados o que se encontraban sumergidos antes de su remoción, la práctica totalidad pertenecen al grupo de los limitados por juntas (*JBB, joint bounded blocs*), y es por ello que se han utilizado mayormente las fórmulas de los autores citados aplicables a tales situaciones.
Para cada bloque se ha calculado el IT o Índice de Transporte (*Transport Figure* de Scheffers y Kelletal (2003)) y a partir de dicho índice se han analizado los parámetros medios de aquellos bloques con un IT>1.000, con el objeto de filtrar en la base de datos solo aquellos bloques cuyo transporte requiere mayor energía. Ya que Kelletal et al. (2003) definen, en Mallorca, un máximo IT de 230 para bloques transportados por olas, filtrar los bloques con IT>1.000 nos deja por el lado de la seguridad.

4. RESULTADOS

El tamaño medio de todos los bloques medidos (2.779) es de 1,9 x 1,4 x 0,5 m, su peso medio 3,38 Tm, se encuentran situados a una altura de 5 m sobre el nivel del mar (s.n.m.), y a una distancia de 22 m de la costa.
En cambio, los bloques con IT > 1.000 (777 bloques) presentan tamaños medios de 2,6 x 2 x 0,7 m, un peso promedio de 11,1 Tm y se sitúan a 10,6 m s.n.m., y a una distancia de la costa de 48,6 m. Si para este grupo de bloques aplicamos las fórmulas de Nott (2003) y Pigmatelli et al. (2009) obtenemos valores de altura mínima de tsunami sobre el acantilado o rampa costera (Ht) de 4,6 y 2,6 m respectivamente.
Los valores de los Índices de Transporte de estos bloques se concretan en un IT medio de 3.153, con un máximo de 42.441. De ellos, 32 bloques presentan ITs superiores a 10.000 y todos se sitúan en los extremos occidental y oriental de Menorca (15 en Punta Nati y 14 en la Illa de l'Aire, Fig. 1).
En la Figura 2 se representa la distribución de bloques en relación a su altura respecto el nivel del mar y a su masa. La mayor concentración de bloques se sitúan entre 4 y 15 m de altura y con valores de 8 Tm de masa.

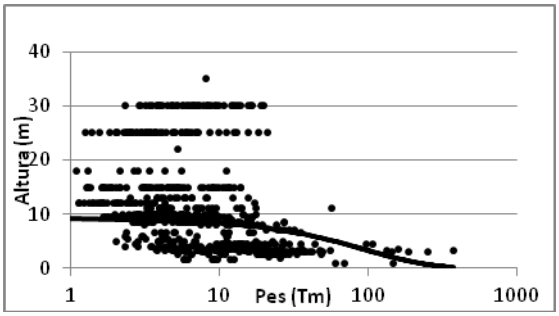


Fig. 2. Distribución de los bloques con IT > 1.000 en función de la distancia de su altura s.n.m. y su masa.
Fig. 2. Height from sea level vs. boulders weight for all the boulders with a Transport Figure > 1.000 .

En la Figura 2 se representa la distribución de bloques en relación a su altura respecto el nivel del mar y a su masa. La mayor concentración de bloques se sitúan entre 4 y 15 m de altura y con valores de 8 Tm de masa.
En la Figura 3 se muestra la distribución de bloques tierra adentro atendiendo a su masa. Aunque las máximas concentraciones se encuentran en torno a 40 m de la línea de costa, aparecen bloques hasta a 135 m de distancia con masas en torno a las 10 Tm.

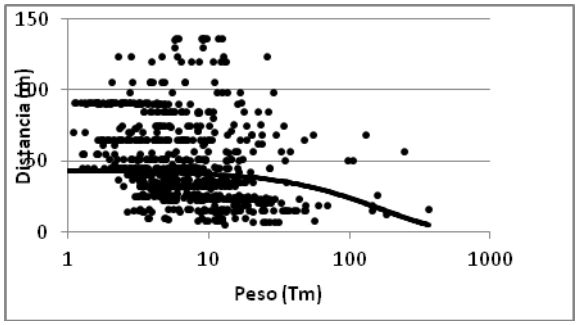


Fig. 3. Distribución de los bloques con IT > 1.000 en función de su altura sobre el nivel del mar y su masa.

Fig. 3. Distance from shoreline vs. boulders weight for all the boulders with a Transport Figure > 1.000

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La distribución de los bloques y sus características morfométricas resultan en muchos casos, compatibles tanto con la acción del oleaje de viento como con el impacto de tsunamis.
De hecho, si tenemos en cuenta los datos del oleaje, con alturas significativas de hasta 8 m en las costas meridionales de Menorca, no puede descartarse que en bastantes casos se superpongan ambos procesos.



Fig. 4. Megabloques imbricados en el SE de la isla del Aire, en el SE de Menorca.
Fig. 4. Imbricated megablocks in the Illa de l'Aire, SE of Minorca.

No obstante, también es necesario reclamar la presencia de flujos solo atribuibles a tsunamis, para explicar los elevadísimos valores del Índice de Transporte, que en bastantes casos superan los publicados hasta ahora en el Mediterráneo (Scheffers y Kelletal (2003). Más aún, la presencia de bloques imbricados de gran tamaño refuerza la necesidad de flujos con mucha mayor continuidad temporal que los producidos por el oleaje. Más compleja es la interpretación de los frecuentes cordones de bloques, presentes a veces en varias generaciones.

Finalmente, la distribución de los mayores bloques en los dos extremos de Menorca es compatible, especialmente en la Illa de l'Aire, con las zonas de mayor impacto definidas por la modelización de tsunamis, según Roger y Hebert (2008) y Álvarez-Gómez et al. (2011).

Agradecimientos
El presente trabajo se ha visto beneficiado por las ayudas de la *Dir. Gral. d'Universitats, Recerca i Transferència del Coneixement* del *Govern de les Illes Balears* con fondos FEDER al grupo competitivo BIOGEOMED.

REFERENCIAS

Álvarez-Gómez, J.A., Aniel-Quiroga, Í., González, M. y Otero, L. 2011. Tsunami hazard at the Western Mediterranean Spanish coast from seismic sources. Natural Hazards and Earth System Sciences, 11, 227-240.

Barbano, M.S., Pirrotta, C. y Gerardi, F. 2010. Large boulders along the south-eastern Ionian coast of Sicily: Storm or tsunami deposits?. Marine Geology, 275, 140-154.

Cañellas, B., Orfila, A., Méndez, F. J., Menéndez, M. y Tintoré, J. 2007. Application of a POT model to estimate the extreme significant wave height levels around the Balearic Sea (Western Mediterranean). Journal of Coastal Research, SI, 50, 329-333.

Gelabert, B., Fornós, J.J., Pardo, J. E., Rosselló, V.M. y Segura, F.S. 2005. Structural controlled drainage basin development in the South of Menorca island (Spain). Geomorphology, 65, 139-155.

Goff, J., Dudley, W.C., de Maintenon, M.J., Cain, G., Coney, J.P. 2006. The largest local tsunami in 20th century Hawaii. Marine Geology, 226, 65-79.

Goto, K., Okada, K. y Imamura, F. 2009a. Importance of the initial waveform and coastal profile for the tsunami transport of boulders. Polish Journal of Environmental Studies, 18, 53-61.

Goto, K., Okada, K. y Imamura, F. 2009b. Characteristics and hydrodinamics of boulders transported by storm waves at Kudaka Island, Japan. Marine Geology, 262, 14-24.

Hansom, J.D. y Hall, A.M., 2009. Magnitude and frequency of extra-tropical North Atlantic cyclones: a chronology from cliff-top storm deposits. Quaternary International, 195, 42-52.

Kelletat, D. 2008. Comments to Dawson, A.G. and Stewart, I. (2007), Tsunami deposits in the geological record (Sedimentary Geology 200, 166-183). Sedimentary Geology, 211: 87-91.

Kelletat, D. y Schellmann, G., 2002. Tsunami on Cyprus: field evidences and 14C dating results. Zeitschrift fur Geomorphologie, 46 (1), 19-34.

Kelletal, D., Whelan,F., Bartel, P. y Scheffers, A. 2005. New tsunami evidences in Southern Spain – Cabo de Trafalgar and Mallorca Island. En: Sanjaume, E. y Mateu, J.F. (eds.) Geomorfologia Litoral i Quaternari. Uni. de València, 215-222.

Nott, J. 2003. Waves, coastal boulder deposits and the importance of pre-transport setting. Earth and Planetary Science Letters, 210: 269-276.

Pignatelli, C., Sansò, P. y Mastronuzzi G. 2009. Evaluation of tsunami flooding using geomorphologic evidence. Marine Geology, 260, 6-18.

Roger, J. y Hébert, H. 2008. The 1856 Djijelli (Algeria) earthquake and tsunami: source parameters and implications for tsunami hazard in the Balearic Islands Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 8, 721-731.

Scheffers, A. y Kelletal, D. 2003. Sedimentologic and geomorphologic tsunami imprints worldwide – a review. Earth-Science Reviews, 63, 83-92.

EVOLUCIÓN DE LA FLECHA DE LOS ALFAQUES (DELTA DEL EBRO) POR MEDIO DE LIDAR

Evolution of Los Alfaques spit (Ebro Delta) through LIDAR

V. Sánchez-Rodríguez[1], I. Rodríguez-Santalla[1] y F.Barrio-Parra[1]

1 Universidad Rey Juan Carlos; C/ Tulipán s/n; 28933, Móstoles-Madrid. inmaculada.rodriguez@urjc.es.

Abstract: The main dunes fields of the Ebro delta are located in outer coast of both spits. While the field dune of El Fangar is known through of different studies, the dune dynamic of hemidelta south has not been studied in depth yet. This study attempt to do an approach to the dunar dynamic of Los Alfaques spits by means LIDAR data. The LIDAR technology is used as a standard tool for the analysis of coastal areas. Furthermore, this technology is used to conduct surface and volumetric studies of dune systems, providing info about the evolution of these natural coastal defenses against erosion. In this study, the volume balance shows a downward trend in sediments along the delta.

Palabras clave: dinámica dunar, Delta del Ebro, LIDAR
Key words: dune dynamics, Ebro Delta, LIDAR

1. INTRODUCCIÓN

El Delta del Ebro constituye uno de los deltas más importantes del Mediterráneo. Presenta diferentes valores naturales entre los que se encuentran los campos de dunas que se distribuyen a lo largo de su costa. Los más importantes por su desarrollo y evolución se sitúan en las dos flechas que limitan el delta, El Fangar al N y los Alfaques al S. El campo dunar desarrollado en El Fangar presenta dunas móviles, tipo barjan; mientras que los campos dunares de Los Alfaques, instalados en la zona conocida como la Banya, presentan dos tipos de dunas: barjanas muy activas, desarrollando un cordón paralelo a la línea de costa, y de tipo foredune, ocupando zonas más interiores. El campo dunar de El Fangar ha sido objeto de diferentes estudios (Sánchez, 2008; Rodríguez et al., 2009) y su dinámica y evolución es conocida, a diferencia de lo que ocurre en la Banya donde apenas hay estudios que se centren en su análisis morfológico y evolutivo. El objeto de este trabajo es la caracterización de la evolución tanto volumétrica, como en superficie de los campos dunares y su relación con la evolución de la línea de costa en la Banya así como en la barra del Trabucador.

2. ZONA DE ESTUDIO

El Delta del Ebro está localizado en la zona noreste de la costa española a unos 200 km al suroeste de Barcelona (fig. 1). Constituye una llanura que alcanza entre 4 y 5 metros de altura sobre el nivel del mar (Serra, 1997). Su costa exterior presenta una longitud de 50 kilómetros aproximadamente, además cuenta con 325 km^2 de superficie emergida y 2.172 km^2 de prodelta (Rodríguez, 1999).

El Delta del Ebro está formado por un frente deltaico, correspondiente con la zona de desembocadura del Río Ebro, y por dos flechas litorales: la Flecha del Fangar, situada en el N; y la Flecha de los Alfaques, situada en el S; las cuales encierran, parcialmente, dos lagunas costeras (Rodríguez, 1999).



Fig. 1. Mapa de la situación geográfica del Delta del Ebro
Location map of the Ebro Delta

La Barra del Trabucador es una barra arenosa de 6 km de longitud y unos 250 m de anchura media (Rodríguez, 1999). En ocasiones, fuertes vientos procedentes del NO inducen el rebase de la barra lo que provoca un transporte importante de sedimentos hacia el interior de la bahía, estimulando una migración de la barra hacia tierra (Jiménez y Sánchez Arcilla, 1993; Rodríguez, 1999), incluso dicha barra ha llegado a romperse durante episodios de temporal de oleaje (Serra et al., 2012). La Flecha de los Alfaques se ha formado por la anexión de sedimento transportado desde el N, pudiendo distinguirse en su morfología las estructuras acordonadas tipo *beach ridges*, que permiten observar las diferentes posiciones que la línea de costa ha ido tomando en el tiempo. En su interior se encuentran llanuras fácilmente inundables, ricas en materia orgánica, denominadas "*lucios*" (Jiménez, 1996).

El campo dunar asociado a la costa externa del Trabucador es consecuencia de la construcción de una duna artificial en los años 90, y al aporte de arena artificial llevado a cabo a partir de 2004 (Serra et al., 2012). Las dunas de la Punta de la Banya, son producto de la acreción de sedimento transportado por las corrientes longitudinales lo que deja a la acción del viento una gran cantidad de material disponible para el desarrollo de campos dunares. En el delta, la dirección de viento de mayor intensidad y frecuencia es de componente N, pero en el hemidelta Sur se suma la acción de los vientos del SO, que permiten la formación de los campos dunares paralelos a la costa y el desarrollo de la vegetación (Sánchez et al., 2011).

3. METODOLOGÍA

3.1. Fuentes de información y herramienta empleada

La caracterización de la evolución del sistema dunar se realizó a partir de datos LIDAR procedentes del Instituto Cartográfico de Cataluña (ICC) para el periodo 2004-2012. Para analizar estos datos se ha utilizado ArcGIS 10.1, y la extensión *Digital Shoreline Analyst System* (DSAS) (Thieler et al., 2008) la cual ha permitido obtener la evolución de la línea de costa extraída de los datos LIDAR. Además, estas herramientas han permitido elaborar un mosaico raster a partir del cual se ha obtenido el Modelo Digital de Elevación (MDE), en el que cada pixel recoge el valor de altitud en cada punto del territorio.

3.2. Obtención de las tasas de avance y retroceso costero

La evolución de la línea de costa se ha llevado a cabo sobre los cuarenta perfiles generados perpendiculares a las líneas de costa (fig. 2).

Para caracterizar las tasas de erosión y acreción en la línea de costa se estableció una línea base (*baseline*) situada a una distancia de unos 450 metros aproximadamente del conjunto de líneas de costa. La distancia entre los transectos perpendiculares a la línea base se fijó en 500 m (fig. 2).

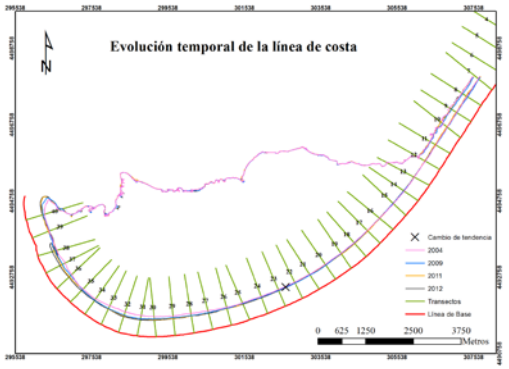


Fig. 2. Evolución temporal de la línea de costa. Situación de los perfiles y de la línea base.
Temporal evolution of the coastline. Location map of the profiles and the baseline.

3.3. Delimitación campos dunares

A partir de la herramienta "*Analysis 3D*" de ArcGIS se elaboraron mapas con curvas de nivel. El análisis visual del modelo así realizado permitió establecer la altura de base de los cuerpos dunares, quedando ésta definida a 40 cm. Posteriormente, los límites de los campos dunares se obtuvieron de forma automática a través de un proceso de reclasificación.

3.4. Análisis en superficie y volumétrico de los campos dunares

La variación temporal en superficie y volumen de las zonas dunares se ha llevado a cabo mediante el empleo de la herramienta *Cut and Fill* de ArcGIS. Los datos de entrada son dos MDEs de la misma zona pero en dos instantes (t y t+x). El resultado obtenido es un MDT en el cual se representa el volumen y el área de erosión y deposición del campo dunar para ese periodo.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Evolución de la línea de costa

Los resultados obtenidos para el periodo 2004 – 2012 muestran dos regiones con comportamientos diferentes. La primera (perfiles 1 al 22), presenta un comportamiento erosivo a lo largo del tiempo hasta un punto en el que el movimiento neto de la línea de costa es aproximadamente cero (entre los perfiles 22 y 23) y se invierte la tendencia erosiva a progradante. A continuación de ésta, se encuentra otra zona caracterizada por la deposición de sedimentos (perfiles 23 a 40). La mayor acreción costera corresponde al perfil 40 con un valor de avance anual de 15,13 m. El valor medio de retroceso es de 10,56 m. El más alto (-19,47 m) lo presenta el perfil 8, situado en la barra del Trabucador. La velocidad de retroceso media en este tramo es de 2,43 $m \cdot a^{-1}$. Este resultado caracteriza el proceso de removilización del sedimento preexistente de las zonas de erosión a las de acreción, siendo la causa determinante de este proceso la orientación diferencial de los tramos de costa respecto al oleaje predominante del SE (Jiménez et al., 1997).

Los resultados obtenidos en el Trabucador muestran un retroceso medio de la costa externa de la barra de 17,74 m. A pesar de esto, la anchura de la barra se mantiene estable en el periodo estudiado, debido al aporte de sedimentos hacia la costa interna durante los procesos de rebase del oleaje.

4.2. Análisis de variación superficial y volumétrica de las dunas

En la tabla 1 quedan reflejados datos de área, volumen, altura media y máxima de los campos dunares para cada año de estudio.

Tabla 1. Datos áreas y volúmenes de los campos dunares.
Data areas and volumes of dune fields.

Año	Mes	Área (km^2)	Volumen (hm^3)	Altura Media (m)	Altura Máxima (m)
2004	Marzo	5,53	1,91	0,74	3,46
2009	Febrero	6,55	2,39	0,76	3,76
2009	Septiembre	6,49	2,29	0,75	3,66
2011	Abril	6,51	2,53	0,78	3,96
2011	Septiembre	5,80	2,02	0,74	4,02
2012	Marzo	5,84	1,98	0,73	4,00

Entre marzo de 2004 y marzo de 2012 el volumen y la superficie del campo dunar han aumentado en un 3,91% y 5,71% respectivamente. La altura media del campo dunar, así como la altura máxima se mantienen más o menos constantes, o con ligeros aumentos en el caso de la máxima. Los resultados obtenidos mediante la herramienta "*Cut and Fill*" sobre el volumen dunar, se muestran en la tabla 2.

Tabla 2. Áreas y volúmenes de erosión y acreción.
Areas and volumes of erosion and accretion.

	Balance volumen (hm^3)	Área de erosión (km^2)	Área de deposición (km^2)	Volumen de erosión (hm^3)	Volumen de deposición (hm^3)
Mar 04 - Feb 09	5,00	17,77	50,73	2,10	7,10
Feb - Sep 09	-1,03	38,28	31,42	3,24	2,21
Sep 09 - Abr 11	2,38	28,62	41,72	2,51	4,89
Abr - Sep 11	-5,19	58,03	9,83	5,89	0,70
Sep 11 - Mar 12	-0,38	36,55	27,58	2,80	2,42

El balance de volumen muestra una tendencia de pérdida de sedimentos, y la variación en superficie del campo dunar se realiza en el mismo sentido, siendo especialmente intensa desde mediados de 2011, aunque se inicia la recuperación en el primer trimestre de 2012 (fig. 3).

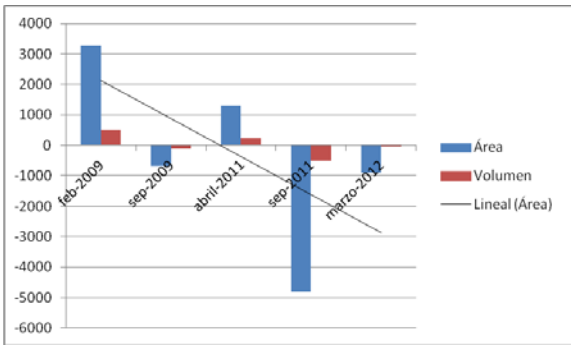


Fig. 3. Representación gráfica de la tendencia de los balances de área y volumen.
Tendency of area and volume.

En el periodo comprendido entre febrero-septiembre 2009 se produce un cambio en el clima de oleaje (Jiménez et al., 1997), desde el periodo energético hasta el de transición. Esto provoca una pequeña pérdida de volumen dunar durante este periodo. Sin embargo, para abril-septiembre 2011, no se sigue el patrón general. Se produce una gran pérdida de volumen cuando la tendencia normal hubiera supuesto la ganancia de sedimentos, ya que durante este tiempo se da el periodo de transición y el de acreción en la dinámica del oleaje.

Analizando los patrones de viento y oleaje del año 2011 procedentes del Nodo WANA2093127 de Puertos del Estado (Ministerio de Fomento) se observa que durante la primavera hubo un régimen de vientos de

componente ENE de mayor intensidad y frecuencia de lo normal, que podría dar lugar a la anómala pérdida de volumen registrada en 2011.

Observando los MDEs (fig. 4) se comprueba como los campos de dunas se desarrollan paralelos a la línea de costa, y alcanzan su máxima extensión justo en la zona donde se produce la mayor acreción de sedimentos. Las dunas más próximas a la costa se ven afectadas por la variaciones en las condiciones de vientos y oleaje, por lo que en algunos momentos puntuales se puede producir la pérdida de volumen del campo dunar, pero que el sistema tiende a recuperar en plazos cortos de tiempo. A pesar de ello, los datos extraídos de la comparación de los LIDAR de 2004 y 2012, muestran que existe un aumento considerable del volumen así como del área dunar, lo que es acorde con la tendencia general de toda la Banya.

Agradecimientos

Este trabajo está financiado por el proyecto de Investigación "Determinación de las relaciones morfodinámicas y de los mecanismos de transferencia sedimentaria playa-duna, así como su variación ante diferentes escenarios climáticos" financiado por el actual Ministerio de Economía y Competitividad.

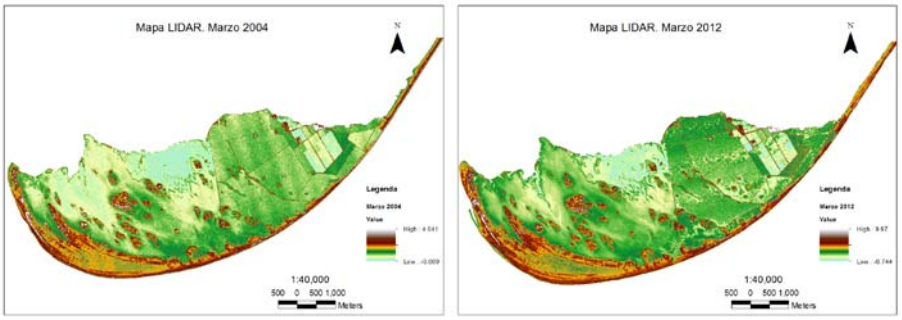


Figura 4. MDEs obtenidos a partir de datos LIDAR mostrando la posición de los campos de dunas.
Tendency of area and volume.

REFERENCIAS

Jiménez, J.A., Sánchez-Arcilla, A. 1993. Medium-term coastal response at the Ebro delta, Spain. Marine Geology 114, 105-118.

Jiménez, J.A., 1996. Evolución costera en el Delta del Ebro. Un proceso a diferentes escalas de tiempo y espacio. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, España.

Jiménez, J.A., Sánchez-Arcilla, A., Valdemoro H.I., Gracia, V., Nieto, F. 1997. Processes reshaping the Ebro delta. Marine Geology 144, 57-79.

Rodríguez, I. 1999. Evolución geomorfológica del Delta del Ebro y prognosis de su evolución. Tesis Doctoral, Universidad de Alcalá de Henares, Madrid, España.

Rodríguez I., Sánchez M.J., Montoya I., Gómez D., Martín T., Serra J. (2009). Internal structure of the aeolian sand dunes of El Fangar spit, Ebro Delta (Tarragona, Spain). Geomorphology 104 (3–4):238–252

Sánchez, M.J., Rodríguez, I., Montoya, I. 2011. Las dunas del Delta del Ebro. En Las Dunas en España. Sanjaume, E.; Gracia, F.J. (Editores). Sociedad Española de Geomorfología. Cádiz.

Sánchez, M.J. (2008). Evolución y análisis morfodinámico del campo dunar de la Flecha del Fangar (Delta del Ebro). Tesis Doctoral, Departamento de Biología y Geología. Universidad Rey Juan Carlos.

Serra, J. 1997. El sistema sedimentario del Delta del Ebro. Revista de Obras Públicas 3:15-22.

Serra, J., Rodríguez, I., Sánchez, M.J y Montoya, I. 2012. Delta del Ebro: papel del sistema dunar frente a la regresión deltaica (actuaciones y medidas paliativas). En: Rodríguez-Perea, A., Pons, G.X., Roig-Munar, F.X., Martín-Prieto, J.A., Mir-Gual, M. y Cabrera, J.A. (eds.). La gestión integrada de playas y dunas: experiencias en Latinoamérica y Europa: Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 19. Palma de Mallorca.

Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L., and Ergul, Ayhan, 2009, Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0— An ArcGIS extension for calculating shoreline change: U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1278.

RELLENO MORFOSEDIMENTARIO Y POBLAMIENTO HUMANO DEL ESTUARIO DE LOS RÍOS TINTO Y ODIEL (HUELVA) DURANTE LA SEGUNDA MITAD DEL HOLOCENO

Morphosedimentary infilling and human settlement of the Tinto-Odiel Estuary (Huelva) during the Mid-Late Holocene.

J. Rodríguez-Vidal[1], M. Abad[1], L.M. Cáceres[1], M.L. González-Regalado[1], M.J. Clemente[1], F. Ruiz[1], T. Izquierdo[1], A. Toscano[1], P. Gómez[1], J. Campos[2], J. Bermejo[2] y A. Martínez-Aguirre [3]

1 Universidad de Huelva, Departamento de Geodinámica y Paleontología, Campus del Carmen, Facultad de CC. Experimentales, Avda. Tres de Marzo s/n, 21071 Huelva, <jrvidal@dgeo.uhu.es>
2 Universidad de Huelva, Departamento de Historia I, Campus del Carmen, Facultad de Humanidades, Avda. Tres de Marzo s/n, 21071 Huelva
3 Universidad de Sevilla, Departamento de Física Aplicada I, ETSIA, Ctra. de Utrera, Km. 1, 41013 Sevilla.

Abstract: The first human settlements (6000–4000 BP) in the early estuary of the Tinto and Odiel rivers were located in the ancient coastal banks or in the nearby hills. From 4000 years BP onwards, the estuarine sediments started to emerge as sand barriers and chenier plains, prograding towards the mouth. As the littoral strands stabilized morphologically, they are colonized by human settlements in successive periods, the oldest inland (Almendral) and more recent outward (Cascajera). These emerged morphologies were surrounded by muddy tidal flats in the estuary and only the high-energy marine events such as a tsunami or extraordinary storms were able to modify both the landscape and human settlements installed on them. This work also describes the morphodynamic model that built the chenier plain of La Cascajera.

Palabras clave: geomorfología costera, estuario, poblamiento, Holoceno, Huelva.
Key words: coastal geomorphology, estuary, human settlement, Holocene, Huelva.

1. INTRODUCCIÓN

La Isla de Saltés está formada por un cuerpo de marisma salada situado en la desembocadura del estuario de los ríos Tinto y Odiel (Huelva), concretamente entre las flechas litorales de Punta Umbría y Punta Arenillas, y limitada por los canales de Padre Santo y de Punta Umbría (Fig. 1). Este cuerpo incluye en su interior restos aislados de antiguas cordones y flechas litorales, rodeados por marisma fangosa. Su origen y evolución están aún en discusión.

Inicialmente, Rodriguez-Vidal (1987) propuso un modelo de rápido crecimiento y avance hacia el este y sureste de la flecha litoral de Punta Umbría, por deriva litoral, mediante la adhesión de ganchos arenosos y la formación de marismas y llanuras mareales a su abrigo. La acción erosiva originada por un tsunami durante el lapso temporal 218-209 a.C. (Ruiz *et al*., 2013), regionalmente detectado en el estuario del Guadalquivir (Rodríguez-Vidal *et al*., 2011), y la posterior actividad de la deriva litoral, produjo el desarrollo de playas adosadas al borde sureste de la flecha, adquiriendo la Isla de Saltés una configuración muy similar a la actual.

Más recientemente, Morales *et al.* (2013) proponen un nuevo modelo evolutivo fundamentado en el desarrollo de una llanura de cheniers, con el desarrollo de barras bioclásticas coalescentes que migraron hacia tierra sobre llanuras mareales, formadas al abrigo de deltas de flujo.

En la actualidad, la erosión producida por el desplazamiento lateral de un canal mareal, al noroeste de la barrera arenosa de La Cascajera (Fig. 1), ha dado lugar a cortes naturales en los que afloran hasta 3 metros de serie estratigráfica holocena. Estos afloramientos poseen un gran valor geológico, ya que han permitido realizar observaciones geoarqueológicas que ayudan a

comprender tanto la evolución del relleno sedimentario de este estuario, como la colonización progresiva de estas islas interiores por las sucesivas culturas y civilizaciones que las poblaron.

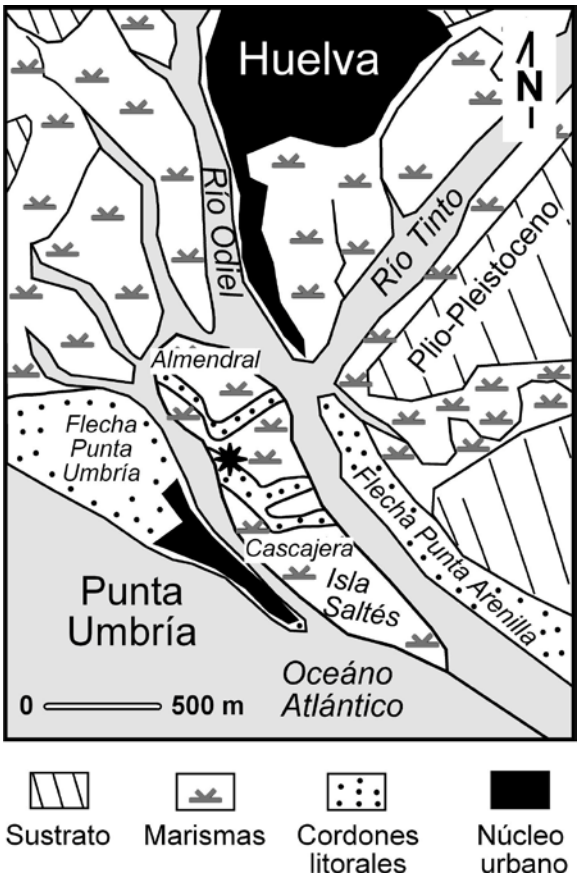


Fig. 1. Situación geográfica de las formaciones sedimentarias costeras en el estuario de Huelva. La estrella representa la situación del corte donde se localizan las trincheras CAS-0 y CAS-1.
Fig. 1. Geographical situation of coastal sedimentary formations in the Huelva Estuary. The star is the location of CAS-0 and CAS-1 trenches.

2. METODOLOGÍA

Los trabajos de campo se han centrado básicamente en la limpieza del corte natural (Fig. 1) y en la excavación de dos trincheras verticales (CAS-0 y CAS-1, en figura 2), donde se realizaron observaciones sedimentológicas, paleontológicas y arqueológicas. Las muestras obtenidas se han utilizado para los análisis de laboratorio de tipo granulométrico, macro y microfaunístico, arqueológico y de dataciones radiométricas (radiocarbono y de series de Uranio) en conchas de bivalvos (*Glycymeris*). A estas dataciones se les ha aplicado las correcciones para terrígenos (Th/U) y de reservorio marino regional (^{14}C, Martins y Soares, 2013).

3. FACIES SEDIMENTARIAS

El estudio de los depósitos que afloran en la zona de La Cascajera, en el sector central de la Isla Saltés, ha permitido diferenciar hasta 4 facies sedimentarias que conforman una asociación típica de medios estuarinos, con diferente grado de influencia marina y escasa o nula influencia fluvial (Fig. 2).
Todas las trincheras aparecen cubiertas por un suelo rico en materia orgánica y con abundantes restos cerámicos de época romana. Hacia el oeste, e inclinado unos 25º hacia el canal de Punta Umbría, se observa una acumulación masiva de grandes conchas, con estructura de abanico, que parece recubrir la mayor parte de los depósitos aflorantes. Su edad basal (U/Th) está localizada, aproximadamente, en el cambio de Era (2 ka BP, U/Th).

3.1.1. Facies fangosa

Son fangos arenosos masivos, gris-azulados, con ejemplares aislados de valvas de moluscos retrabajados (*Chamelea*) e intensamente bioturbados por anélidos. Aparecen en la actual zona intermareal alta media (+0,5 a +1 m snm). La edad radiocarbónica calibrada de conchas de *Chamelea* es de los siglos I-II d.C. Esta facies se interpreta como una llanura mareal fangosa en zona intermareal.

3.1.2. Facies de arena fina-media bioclástica con valvas de moluscos

Está formada por arenas finas a medias, muy bioclásticas. Presenta laminación horizontal difusa y gradación positiva. Las capas poseen una base erosiva y alabeada, tapizada por niveles de acumulación de valvas de *Glycymeris* y, en menor medida, de *Chamelea* y pequeños cantos de cuarzo. Las valvas aparecen abrasionadas y ligeramente fragmentadas. La potencia de cada nivel varía entre 5 y 30 cm, aunque hacia el Este (trinchera CAS-0) el tamaño de grano se hace más fino y la potencia de las capas disminuye, indicando una relación

de distalidad-lateralidad con respecto a la trinchera CAS-1. Esta facies se localiza en la zona supramareal y sólo está sumergida durante las mareas vivas (+1 a +2,5 m snm). Se interpreta como abanicos de desbordamiento (*washover fans*) que registran la caída de sedimentos arenosos bioclásticos a la marisma, por acción de tormentas que rebasan la barrera y retrabajan los sedimentos que la forman (cheniers y dunas) y de playas adosadas a su frente, donde se concentraba la tafocenosis de valvas de *Glycymeris*. La cota de aparición de estas facies y su solapamiento vertical reflejan un mecanismo muy efectivo de crecimiento: agradación vertical y progradación hacia el N-NO por redistribución del sedimento a través del oleaje de alta energía. Su cronología, por correlación estratigráfica, debe de ser del siglo II d.C.

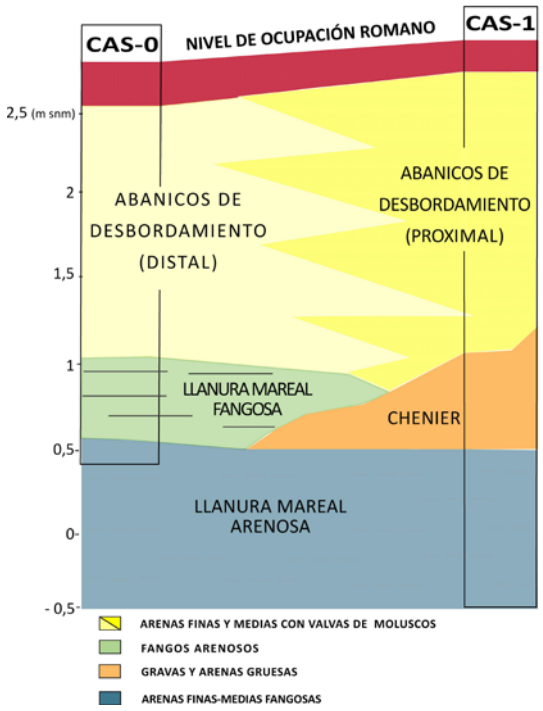


Fig. 2. Esquema interpretativo de las facies sedimentarias de las trincheras CAS-0 y CAS-1, en la zona occidental de La Cascajera.
Fig. 2. Interpretative scheme of the sedimentary facies of the CAS-0 and CAS-1 trenches in the westernmost part of La Cascajera.

3.1.3. Facies de arena gruesa bioclástica y grava con estratificación cruzada

Está formada por gravas y arenas gruesas bioclásticas, bien clasificadas, con cantos de cuarzo y valvas dispersas de bivalvos. Presenta estratificación cruzada planar, con una componente dominante de ESE a ONO. Se estructura en una sucesión de niveles decimétricos, con tenue gradación negativa. Aparecen en la zona intermareal media-alta, siempre sobre facies de arena fangosa (+0,5 a +1 m snm). Se interpreta como barras bioclásticas (cheniers), con caras de avalancha muy inclinadas, migrando sobre la llanura mareal arenosa (Fig. 2). Su cronología debe de situarse también entre los siglos I-II d.C.

3.1.4. Facies de arena fina-media fangosa con valvas de moluscos

Son arenas moderadamente clasificadas, sin apenas fragmentos bioclásticos, con niveles intercalados de fangos ricos en materia orgánica. Las valvas de moluscos (ostréidos, pectínidos, venéridos, cardíidos, solénidos, *Glycymeris*) son muy abundantes. Aparece en la zona intermareal baja (+0,5 a -0.5 m snm). Esta facies se interpreta como un bajío arenoso (*shoal*) o llanura mareal arenosa, localizado en zonas próximas a la desembocadura. Su cronología, por correlación estratigráfica, debe ser del s. I d.C.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Durante el rápido ascenso marino del Presente Postglaciar, los estuarios fluviales de la costa de Huelva se vieron invadidos por las aguas oceánicas, implantándose una clara dinámica marina en los entrantes costeros. Aunque aún no existen evidencias directas en la costa atlántica de formaciones litorales emergidas durante el máximo transgresivo Postglaciar (6,5 ka BP), los datos disponibles apuntan a que la fase inicial de relleno de los estuarios (6-4 ka BP) se produjo como relleno fluvio-marino de fondo y playas arenosas marinas adosadas a las riberas de las ensenadas. Durante este lapso temporal, Neolítico y Calcolítico, los asentamientos humanos estaban fuertemente vinculados con la costa, situándose en la misma línea de playa/acantilado (concheros) o en cerros próximos.
A partir de los 4000 años BP, los aportes sedimentarios procedentes de la intensa erosión marina de los promontorios y cabos arenosos (Plioceno) y de los aluviales procedentes de la

deforestación (minería), comenzaron a formar las primeras marismas y, sobre todo, a hacer emerger en la bocana bajíos arenosos, que generarían las primeras llanuras de cheniers (El Almendral, 3500 cal. BP). Los asentamientos ribereños de la Edad del Bronce (s. VIII a.C.) se desplazaron en esa misma época hacia la nueva línea de costa, colonizando estas primeras islas estuarinas (según recalibrado que hemos realizado del trabajo de Bazzana y Bedia, 2005) y las flechas litorales, como la de Punta Umbría.

Estas morfologías estabilizadas fueron rodeadas por llanuras mareales fangosas hacia el interior del estuario y sólo los grandes eventos marinos de alta energía, como tsunamis o tormentas extraordinarias, fueron capaces de modificar su paisaje o los asentamientos humanos instalados sobre ellas.

La barrera natural más externa, en la bocana del estuario, es la zona sur de la Isla Saltés, conocida como La Cascajera (Fig. 1). Los trabajos que estamos comenzando en esta zona, confirman parcialmente el modelo publicado por Morales *et al.* (2013), que lo interpretan como una llanura de cheniers. Estas barras bioclásticas emergieron morfológicamente y se desplazaron desde el este hacia el oeste y fueron sobreelevadas por capas de tempestitas y abanicos de desbordamiento. Cuando definitivamente esta zona ya no fue afectada por las tormentas (final del siglo II d.C.), debido a la acreción frontal de playas-barrera adosadas, comenzó a ocuparse con asentamientos de época romana (*cetaria*). Los nuevos hallazgos de La Cascajera nos sitúan, provisionalmente, en los siglos III-V d.C., en un claro contexto de despegue de las industrias pesqueras y conserveras tardo antiguas en el estuario del Tinto-Odiel.

Este planteamiento geoarqueológico nos ofrece un nuevo modelo de interrelación entre la dinámica de los procesos naturales costeros, con sus rápidos cambios de paisaje, y la colonización humana de estos nuevos entornos litorales, que se ha ido produciendo paulatinamente a lo largo de la segunda mitad del Holoceno, desde el 6000 BP hasta el presente.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos MICINN-FEDER CGL2010-15810, HAR2012-36008, y el proyecto de Excelencia de la Junta de Andalucía SEJ-4770, así como los grupos PAI: RNM293, RNM238 y HUM132. Los trabajos de campo se realizaron gracias a los permisos y la ayuda logística del Paraje Natural de las Marismas del Odiel. Este trabajo es una contribución a los IGCPs 526 (Risks, resources, and record of the past on the continental shelf) y 588 (Preparing for coastal change).

REFERENCIAS

Bazzana, A. y Bedia, J. 2005. Excavaciones en la Isla de Saltés (Huelva). 1988-2001. Arqueología Monografías. Junta de Andalucía, Consejería de Cultura, Sevilla, 717 pp.

Martins, J.M.M. y Soares, A.M.M. 2013. Marine radiocarbon reservoir effect in Southern Atlantic Iberian coast. Radiocarbon 55 (2-3), 1123-1134.

Morales, J.A., Borrego, J., Davis, R.A.Jr. 2013. A new mechanism for chenier development and a facies model of the Saltés Island chenier plain (SW Spain). Geomorphology 204, 265-276.

Rodríguez-Vidal, J. 1987. Modelo de evolución geomorfológica de la flecha litoral de Punta Umbría, Huelva, España. Cuaternario y Geomorfología 1, 247-256.

Rodríguez-Vidal, J., Ruiz, F., Cáceres, L.M., Abad, M., González-Regalado, M.L., Pozo, M., Carretero, M.I., Monge, A.M., Gómez, F., 2011. Geomarkers of the 218–209 BC Atlantic tsunami in the Roman Lacus Ligustinus (SW Spain): a palaeogeographical approach. Quaternary International 242, 201-212.

Ruiz, F., Rodríguez-Vidal, J., Abad, M., Cáceres, L.M., Carretero, M.I., Pozo, M., Rodríguez-Llanes, J.M., Gómez-Toscano, F., Izquierdo, T., Font, E., Toscano, A, 2013. Sedimentological and geomorphological imprints of Holocene tsunamis in southwestern Spain: An approach to establish the recurrence period. Geomorphology 203, 97-104.

PATROCINADORES

UNIVERSIDAD DE EXTREMADURA

Sociedad Española de Geomorfología

DIPUTACIÓN DE CÁCERES contigo

agex Asociación Geológica Extremadura

GrupoTragsa
Garantía Profesional. Servicio Público

BETA
Radiocarbon Dating
Consistent Accuracy
Delivered On-Time
Beta Analytic Ltd.

GEOPARQUE
VILLUERCAS IBORES JARA

El Corte Inglés