

C. GARCIA, L. GÓMEZ-PUJOL, E. MORÁN-TEJEDA, R.J. BATALLA (eds.)

Geomorfología del Antropoceno

Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos

GEOMORFOLOGÍA DEL ANTROPOCENO

Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos

Celso GARCIA
Lluís GÓMEZ-PUJOL
Enrique MORÁN-TEJEDA
Ramon J. BATALLA
(Eds.)

Universitat de les Illes Balears

Sociedad Española de Geomorfología

2018

Cita recomendada para el volumen:
Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E. y Batalla, R.J. (eds) 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del Cambio Global sobre los procesos geomorfológicos*. Universitat de les Illes Balears, Sociedad Española de Geomorfología, Palma. 402 pp. ISBN 978-84-09-04850-2.

Cita recomendada para los capítulos:
Segura-Beltran, F. y Sanchis-Ibor, C. 2018. Estrechamiento de cauces y cambio en cursos fluviales mediterráneos como consecuencia del cambio global en las últimas seis décadas: indicadores geomorfológicos. En: García, C., Gómez-Pujol L., Morán-Tejeda, E. y Batalla, R.J. (eds), *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del Cambio Global sobre los procesos geomorfológicos*: 395-398. Universitat de les Illes Balears, Sociedad Española de Geomorfología, Palma.

Primera edición: Septiembre 2018
© del texto: los autores
© de la edición: Sociedad Española de Geomorfología

ISBN 978-84-09-04850-2

GEOMORFOLOGÍA DEL ANTROPOCENO

Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos



Celso GARCIA
Lluís GÓMEZ-PUJOL
Enrique MORÁN-TEJEDA
Ramon J. BATALLA
(Eds.)

2018

El presente volumen ha contado con las ayudas de:

GOIB CONSELLER MEDI AMBIENT, AGRICULTURA I PESCA

GOIB CONSELLERIA HISENDA I ADMINISTRACIONS PÚBLIQUES / DIRECCIÓ GENERAL EMERGÈNCIES I INTERIOR

UIB Universitat de les Illes Balears

Sociedad Española de Geomorfología

La edición del presente volumen es una contribución a los proyectos de investigación:

CG2016-79246-P (AEI/FEDER, UE), Morfogénesis endokárstica y registro sedimentario de Mallorca. Relación entre la topografía dinámica y los cambios del nivel del mar desde el Plioceno, PLIOKAR II.

CGL2016-78874 (AEI/FEDER, UE), Dinámica morfo-sedimentaria en ríos de montaña afectados por hidro-puntas: efectos sobre el hábitat e implicaciones para su gestion (MORPHPEAK).

AAEE077/2017. Integración de la Sierra de Tramuntana en la red de monitoreo de variables hidro-climáticas en las montañas españolas. Conselleria d'Innovació, Recerca i Turisme, Govern de les Illes Balears.

ÍNDICE

PRESENTACIÓN 13

1. MÉTODOS, TÉCNICAS Y MODELIZACIÓN EN GEOMORFOLOGÍA 17

TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN SUSPENSIÓN DURANTE UNA EXTRACCIÓN DE ÁRIDOS EN UN RIO DE MONTAÑA (EL ALTO CINCA, PIRINEO CENTRAL)
M. Béjar, D. Vericat, I. Nogales, F. Gallart , R.J. Batalla y C. Gibbins..... 21

ESTIMACIÓN DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTO POR CARGA DE FONDO EN RÍOS EFÍMEROS MEDIANTE PLACAS DE IMPACTO
M.Calle, I. Benson y G. Benito 25

EL USO DE ORTOFOTOGRAFÍAS PARA LA RECONSTRUCCIÓN PALEOHIDROLÓGICA DE EVENTOS TORRENCIALES EN CUENCAS NO AFORADAS DE PEQUEÑO TAMAÑO
J.D. del Moral-Erencia y P. Bohorquez 29

ENTOMOGEOMORFOLOGÍA: CONDICIONANTES GEOMORFOLÓGICOS EVOLUTIVOS EN LA DISTRIBUCIÓN DE COLEÓPTEROS DEL GÉNERO *Iberodorcadion* EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO ALBERCHE (CUENCA DEL TAJO, PROVINCIA DE ÁVILA)
A. Díez-Herrero, F.A. Montes y M. Tomé 33

PELIGROSIDAD Y RIESGO DE INUNDACIONES EN PAJARES DE PEDRAZA (ARAHUETES, SEGOVIA) Y SU INCORPORACIÓN AL PLANEAMIENTO URBANÍSTICO
A. Díez-Herrero, J. Garrote, N. Bernal, L. Martins, M. Hernández y J.M. Bodoque 37

MONITORIZACIÓN DE PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS ACTIVOS PARA LA GESTIÓN DEL PATRIMONIO GEOLÓGICO EN EL GEOPARQUE DE LA COMARCA DE MOLINA-ALTO TAJO (GUADALAJARA)
A. Díez-Herrero, J. Vegas, M. Hernández, J. Luengo, L .Carcavilla y A. García Cortés 41

EVALUACIÓN CARTOGRÁFICA DE LA VULNERABILIDAD SOCIAL ANTE INUNDACIONES A ESCALA INTRA-MUNICIPAL. APLICACIÓN AL MUNICIPIO DE NAVALUENGA (ÁVILA)
A. Díez-Herrero, J. Vegas, M. Hernández, J. Luengo, L .Carcavilla y A. García Cortés 45

EL LIDAR AÉREO, UNA TÉCNICA PARA MEJORAR LA COMPLETITUD DE LOS INVENTARIOS DE DESLIZAMIENTOS
M. Guinau, M. Ortuño, G. Serrano, V. Náquira, M. Asencio, A. Sobrino, G.B. Subiela y G. Furdada 49

SEGUIMIENTO DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTOS MEDIANTE TRAZADORES EN EL RÍO LEITZARAN
J. Horacio, A. Ibisate, I. Sánchez-Pinto, J. Beltrán de Lubiano y A. Ollero 53

LEVANTAMIENTOS TOPOGRÁFICOS EN SUPERFICIES ALTAMENTE EROSIONABLES A PARTIR DE *STRUCTURE FROM MOTION*: EL PAPEL DE LA ALTITUD DE TOMA DE FOTOGRAFÍAS EN LA CALIDAD DE LA INFORMACIÓN TOPOGRÁFICA
M. Llena, M.W. Smith y D. Vericat 57

INUNDACIONES HISTÓRICAS EN EL TEATRO ROMANO DE ACCI (GUADIX, GANADA) A TRAVÉS DEL REGISTRO SEDIMENTOLÓGICO
A*. López Marcos, F.J. García-Tortosa, A. Díez-Herrero, J.A. Garrido-García, E. Álvarez Areces y A. Arribas*.... 61

APLICACIÓN DEL ÍNDICE DE CONECTIVIDAD PARA EL ESTUDIO DE LOS RIESGOS DE INUNDACIÓN EN LLANURAS ALUVIALES MEDITERRÁNEAS
J.A. López-Tarazón, M. Tomàs-Burguera, A. Calsamiglia, J. Fortesa, J. García-Comendador, M. Ruiz-Pérez, B. Sastre y J. Estrany 65

RESTAURACIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA CANTERA DE CALIZAS SON AMAT (PORRERES, MALLORCA, IILES BALEARS)
J.F. Martín Duque, N. Bugosh, M. Tejedor, S. Nyssen, F. Orozco, G. Ubaldi y M. Fernández 69

USO DE CRITERIOS HIDROGEOMORFOLÓGICOS PARA LA RECUPERACIÓN DE LAS POBLACIONES DE TRUCHA (*Salmo trutta*) TRAS UNA AVENIDA
A. Palau-Nadal y A. P. Figueras Romero 73

EVALUACIÓN DEL VOLUMEN DE SEDIMENTOS RETENIDOS EN DIQUES DE CORRECCIÓN HIDROLÓGICA MEDIANTE MDE DE ALTA RESOLUCIÓN
A. Alfonso-Torreño, Á. Gómez-Gutiérrez, S. Schnabel, J.J. de Sanjosé Blasco y M. Sánchez Fernández 77

CARACTERIZACIÓN CUANTITATIVA DE LA DISCONTINUIDAD LONGITUDINAL DE LA CARGA DE FONDO EN UN RIO FUERTEMENTE MODIFICADO: EL RÓDANO EN FRANCIA
D. Vázquez Tarrío, M. Tal, B. Camenen y H. Piegay 81

¿PODEMOS PREDECIR EL TRANSPORTE DE SEDIMENTO COMO CARGA DE FONDO EN RÍOS POBREMENTE AFORADOS?
D. Vázquez Tarrío y R. Menéndez Duarte 85

2. GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL, KARST, LADERAS 89

EVOLUCIÓN DE LA CUEVA SANTA ISABEL DE RANERO (BIZKAIA) Y LA FORMACIÓN DEL YACIMIENTO PALEONTOLÓGICO
M. Arriolabengoa, M. Arlegi, N. Martínez-Braceras, V. Martínez-Pillado y A. Gómez-Olivencia 91

GEOMORFOLOGÍA DE LA CUEVA ATXURRA-ARMIÑA (BERRIATUA, BIZKAIA)
M. Arriolabengoa, I. Intxaurbe, P. Bilbao, A. Aranburu, J. Rios-Garaizar, M.A. Medina-Alcaide, O. Rivero, I. Libano y D. Garate 95

LOS PROCESOS DE PIPING COMO MODULADORES DEL PAISAJE Y LA HIDROLOGÍA
G. Desir, C. Marín, F.J. Gracia-Prieto, C. Castañeda, R. Rodríguez, J.R. Olarieta y F. Colino 99

HIDROGEOMORFOLOGÍA Y RÉGIMEN DE CAUDALES ECOLÓGICOS EN EL SISTEMA TOBÁCEO DE LAS CHORRERAS DEL RÍO CABRIEL (ENGUÍNADOS-VÍLLORA, CUENCA)
A. Díez-Herrero, J. Vegas, M. Hernández, A. Salazar, C. Lorenzo y J.C. García-Davalillo 103

LAS DOLINAS DEL KARST HIPOGÉNICO EVAPORÍTICO DEL VALLE DE SANT MIQUEL DE CAMPMAJOR (NE DE ESPAÑA)
I. Fabregat, F. Gutiérrez, C. Roqué, M. Zarroca, R. Linares, D. Carbonel, J. Guerrero, Y. Yechieli, Á. García-Arnay, J. Sevil, N. Mascellaro y X. Pellicer 107

CARACTERIZACIÓN DE DOLINAS DE COLAPSO MEDIANTE TRENCHING, GEORADAR Y TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA DE RESISTIVIDADES EN EL KARST EVAPORÍTICO DEL VALLE DEL FLUVIA (NE DE ESPAÑA)
I. Fabregat, F. Gutiérrez, C. Roqué, M. Zarroca, R. Linares, X. Comas, D. Carbonel y J. Guerrero 111

LA RAÑA: UNA MORFOLOGÍA DE ABANICOS RELICTOS EN RELACIÓN CON LA EVOLUCIÓN DE LA RED FLUVIAL
G. Garzón, R.Tejero, M.Tsige y J. Arribas 115

LAS TERRAZAS DE LAS CUENCAS CENOZOICAS DE EXTREMADURA: APORTACIONES DE LA LUMINISCENCIA
G. Garzón y R. Tejero 119

EL EMPLEO DE TÉCNICAS FOTOGRAMÉTRICAS, TOPOMÉTRICAS Y DE TRATAMIENTO DE IMAGEN EN LA DETERMINACIÓN DEL PATRÓN GEOMÓRFICO DE DESPRENDIMIENTOS ROCOSOS
A. González-Díez, J. Fernández-Lozano, J. Remondo, J. Bonachea, M. Morellón, G. Fernández Maroto, P. Martínez-Cedrún, A. Riquelme y J.M. Sánchez-Espeso 123

PROPUESTA DE EVALUACIÓN DEL HÁBITAT DE INTERÉS COMUNITARIO 7220*, FORMACIONES TOBÁCEAS GENERADAS POR COMUNIDADES BRIOFÍTICAS EN AGUAS CARBONATADAS: EL CASO DEL PARQUE NATURAL DE IZKI (ÁLAVA)
M.J. González-Amuchastegui, S. García-Rodríguez, P. Heras, M. Infante, J. Sesma-Ausejo y A. Soria-Jáuregui 127

IMPACTO GEOMORFOLÓGICO DE LA ACTIVIDAD TURÍSTICA Y PROPUESTAS DE GESTIÓN EN EL NACEDERO DEL UREDERRA (NAVARRA)
A. Ibisate, M.J. González-Amuchastegui, R. Pellitero, A. Sáenz de Olazagoitia y M. Gómez-Lende 131

MODIFICACIÓN DE LOS PATRONES HIDROLÓGICOS NATURALES POR EL USO DEL SUELO/CUBIERTA VEGETAL: LA HUMEDAD DEL SUELO A LO LARGO DE UN TRANSECTO EN LA VERTIENTE NORTE DEL SISTEMA CENTRAL
J. Martínez-Fernández, N. Sánchez, A. González-Zamora y M. Pablos 135

LAS DOLINAS ALUVIALES EN EL MEDIO NATURAL Y EN AMBIENTES ANTROPIZADOS (RURAL, PERIURBANO Y URBANO) DEL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DEL EBRO: PERCEPCIÓN DEL FENÓMENO DESDE DISTINTOS PUNTOS DE VISTA
A. Pocoví, M.A. Soriano, H. Gil, A. Luzón, A. Pérez y Ó. Pueyo 139

DIFERENCIAS SOLANA-UMBRÍA EN LA TEMPERATURA EN LOS ESCARPES DEL CAÑÓN DEL RÍO DURATÓN (SEGOVIA) Y SU INCIDENCIA EN LOS PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS ACTIVOS
L.M. Tanarro García y A. Díez-Herrero 143

3. GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL, KARST, LADERAS 147

DÉFICIT SEDIMENTARIO Y EROSIÓN EN UNA PEQUEÑA FLECHA (*TRAILING SPIT*)
R. Blanco-Chao, M. Costa-Casais, D. Cajade-Pacual, G. Gómez-Rey..... 149

COMPARATIVA DE LA DETERMINACIÓN DE LA LÍNEA DE COSTA OBTENIDA A TRAVÉS DE PRODUCTOS FOTOGRAMÉTRICOS (ORTOIMÁGENES Y MODELOS ESTEREOSCÓPICOS DIGITALES)
J. Fernández-Lozano, J. Remondo, J. Bonachea, M. Morellón, J.R. Díaz de Terán, P. Sainz-Baranda, A. Cendrero y A. González Díez 153

¿ESTÁ LA BAE GABRIEL DE CASTILLA AMENAZADA POR LA EROSIÓN COSTERA?
O. Luengo, J. Benavente , B. Rosado, A. De Gil y M. Berrocoso 157

ACUMULACIÓN DE BLOQUES SOBRE UN ACANTILADO EN LA COSTA SUR DE MALLORCA (S'ESTALELLA) A PARTIR DE UN TEMPORAL
J. Á. Martín-Prieto, A. Rodríguez-Perea, F. X. Roig-Munar y B. Gelabert 161

ACUMULACIÓN DE BLOQUES EN LA COSTA ACANTILADA DEL SUR DE MALLORCA (ES BANCALS): EVIDENCIA DE TSUNAMIS PROCEDENTES DE ARGELIA
J.Á. Martín-Prieto, F.X. Roig-Munar, A. Rodríguez-Perea, B. Gelabert y J. M. Vilaplana 165

ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN DE LOS SISTEMAS DUNARES DEL ALT Y BAIX EMPORDÀ (COSTA BRAVA, CATALUNYA) MEDIANTE EL USO DE VARIABLES GEOMORFOLÓGICAS Y DE GESTIÓN
F.X. Roig-Munar, Martín-Prieto, J. Pintó, S. Ramos, J. Vicens, A. Rodríguez-Perea, J. García-Lozano y B. Gelabert 169

BLOQUES INDICADORES DE TSUNAMIS EN LAS COSTAS ROCOSAS DE LA SERRA D'IRTA (CASTELLÓ, PAÍS VALENCIÀ)
F.X. Roig-Munar, E. Forner, J.Á. Martín-Prieto, A. Rodríguez-Perea, B. Gelabert y J. M. Vilaplana 173

ESTUDIO DE LOS CAMBIOS GEOMORFOLÓGICOS (2010-2016) MEDIANTE LA COMPARACIÓN DE MDTS DE ELEVADA RESOLUCIÓN OBTENIDOS POR UAVS Y TÉCNICAS SFM EN LOS ACANTILADOS DE A CAPELADA (GALICIA, ESPAÑA)
E. Muñoz-Narciso, J. Horacio, J.M. Sierra-Pernas y A. Pérez-Alberti 177

4. GEOMORFOLOGÍA GLACIAR Y PERIGLACIAR 179

VESTIGIO DE GLACIARISMO EN EL VALLE KÁRSTICO DE DEGURIXA (MONTES VASCOS)
A. Castellano-Velasco, M. Arriolabengoa y A. Aranburu 181

LA EXISTENCIA DE PERMAFROST EN LA CUENCA MEDITERRÁNEA DESDE LA ÚLTIMA GLACIACIÓN
M. Oliva, M. Žebre, M. Guglielmin, A. Çiner, G. Vieira, X. Bodin, N. Andrés, R.R. Colucci, C. García-Hernández, P. Hughes, C. Mora, J. Nofre, D. Palacios, A. Pérez-Alberti, A. Ribolini, J. Ruiz-Fernández, M.A. Sarıkaya, E. Serrano, P. Urdea, M. Valcárcel, J. Woodward, C. Yıldırım 185

PROCESOS GLACIARES Y PERIGLACIARES EN EL PICO LENIN (CORDILLERA DEL PAMIR, KIRGUISTÁN)
M. Oliva y J. Ruiz Fernández 189

FORMAS Y PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS EN PUNTA BARNARD, ISLA LIVINGSTON, ANTÁRTIDA MARÍTIMA
J. Ruiz-Fernández, M. Oliva, C. García-Hernández, A. Pérez-Alberti 193

OBSERVACIONES GEOMORFOLÓGICAS EN EL PARQUE NACIONAL DE ALA ARCHA (KIRGUISTÁN, CORDILLERA DEL TIAN SHAN)
J. Ruiz-Fernández y M. Oliva 197

APLICACIONES GEOMÁTICAS EN EL GLACIAR ROCOSO DE LA PAÚL (PIRINEO ARAGONÉS)
E. Serrano, J.J. Sanjosé, Ad. Martínez Fernández, M. Gómez Lende, A. Pisabarro y M. Sánchez 201

GEOMORFOLOGÍA DEL MACIZO DE ERISTE: CÁLCULO DE PALEOELAS Y CONSIDERACIONES PALEOAMBIENTALES
I. Vidaller, Á. Belmonte y J. Guerrero 205

5. GEOMORFOLOGÍA FLUVIAL Y EROSIÓN DE SUELOS 209

EFECTO DE LAS HIDROPUNTAS, LAS EXTRACCIONES DE ÁRIDOS Y LOS AFLUENTES EN LA VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL DEL TRANSPORTE DE AGUA Y SEDIMENTOS EN SUSPENSIÓN EN UN RÍO DE MONTAÑA (ALTO CINCA, PIRINEO CENTRAL)
M. Béjar, D. Vericat, R.J. Batalla, C. Gibbins 211

DETERIORO DE SISTEMAS TRADICIONALES DE DRENAJE Y CAMBIOS EN LA CONECTIVIDAD DE SEDIMENTOS EN UNA CUENCA AGRÍCOLA MEDITERRÁNEA
A. Calsamiglia1, J. Fortesa, J. García-Comendador, J. A. López-Tarazón, A. Calvo-Cases y J. Estrany 215

FUNCTIONAL HYDROLOGICAL AND SEDIMENT CONNECTIVITY IN MEDITERRANEAN CATCHMENTS UNDER GLOBAL CHANGE SCENARIOS. EXPERIMENTAL DESIGN OF MEDHYCON-2 PROJECT
J. Estrany, J. García-Comendador, J. Fortesa, A. Calsamiglia, J.A. López-Tarazón, J. Gago, M. Ruiz-Pérez, B. Alorda, A. Calvo-Cases, F. Garcias y J. Santana 219

EL PAPEL DE LA HUMEDAD DEL SUELO EN LA DINÁMICA HIDROLÓGICA Y DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN A ESCALA DE EVENTO EN UNA CUENCA MEDITERRÁNEA
J. Fortesa, J. García-Comendador, A. Calsamiglia, J.A. López-Tarazón, J. Latron, J. Estrany 223

DISMINUCIÓN DE INCERTIDUMBRES EN LA DETERMINACIÓN DEL ORIGEN DEL SEDIMENTO: DISEÑO EXPERIMENTAL SOBRE EL COMPORTAMIENTO CONSERVADOR DE LOS TRAZADORES
J. García-Comendador, E. Palacio, J. A. López-Tarazón, N. Martínez-Carreras, A. Calsamiglia, J. Fortesa, A. Calvo-Cases, L. Ferrer , J. Estrany 227

INFILTRATIÓN-ESCORRENTÍA EN TECNOSUELOS EXPERIMENTALES PROCEDENTES DE RESIDUOS INDUSTRIALES Y AGRÍCOLAS
L. Luna y A. Solé-Benet 231

CAMBIOS HIDROMORFOLÓGICOS EN UN ÁREA DE MONTAÑA AFECTADA POR EL FUEGO EN EL SUR DE ESPAÑA
J.F. Martínez-Murillo 235

ESTUDIO CRONOLÓGICO DE CRECIDAS HISTÓRICAS EN LA RAMBLA DE LA VIUDA, CASTELLÓN, MEDIANTE LUMINISCENCIA ÓPTICAMENTE ESTIMULADA (OSL)
A. Medialdea, M. J. Machado, Y. Sánchez-Moya, A. Sopeña y G. Benito 239

SEGUIMIENTO DE LOS PATRONES DE EROSIÓN Y SEDIMENTACIÓN DE TRAMOS ALUVIALES A PARTIR DEL REGISTRO MEDIANTE LÁSER ESCÁNER
A. Mesanza, I. Ibisate, D. Ballarín, J. Horacio, D. Mora, A. Ollero, E. Roteta, V. Acín, D. Granado 243

FACTORS CONTROLLING STREAMBANK EROSION AND CHANNEL WIDENING: IMPLICATIONS FOR FLOOD HAZARD
A. Moraru, V. Ruiz-Villanueva, G. Furdada 247

CAMBIOS MORFOLÓGICOS (1956-2012) EN UN RÍO DE GRAVAS AFECTADO POR MÚLTIPLES IMPACTOS ANTRÓPICOS (RÍO CINCA, PIRINEOS CENTRALES)
E. Muñoz-Narciso, D. Vericat , M. Smith y R.J. Batalla 251

CARACTERIZACIÓN HIDROLÓGICA DE HIDROPUNTAS EN RÍOS DE MONTAÑA (ÉSERA Y CINCA, PIRINEO CENTRAL)
A. Reñé, D. Vericat y R.J. Batalla 255

HISTORICAL SOIL EROSION RATES IN DEHESAS OF SW SPAIN
S. Schnabel, J. Rubio-Delgado y Á. Gómez-Gutiérrez 259

PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS RECIENTES DEDUCIDOS A PARTIR DE LA MICROMORFOLOGÍA DE SUELOS Y COSTRAS SUPERFICIALES
A. Solé-Benet, S. Chamizo, E. Rodriguez-Caballero, Y. Cantón, R. Lázaro y A. Calvo 263

CONTROLES SOBRE EL TRANSPORTE DE GRAVAS FLUVIALES: ¿QUÉ NOS CUENTAN LOS DATOS DE CANTOS MARCADOS?
D. Vázquez Tarrío, A. Recking, F. Liébault y R. Menéndez Duarte 267

LOS EFECTOS DE LOS SISTEMAS DE DIQUES EN LA ACUMULACIÓN DE SEDIMENTOS Y CONTAMINANTES EN LA LLANURA ALUVIAL DEL RÍO RÓDANO
A. Tena, G. Seignemartin, G. Roux, T. Winiarski y H. Piégay 271

CARACTERIZACIÓN DE LA GRANULOMETRÍA DE SUPERFICIE DE RÍOS DE LECHO GRUESO MEDIANTE LA UTILIZACIÓN DE IMÁGENES TOMADAS CON DRON
D. Vázquez Tarrío, L. Borgniet, F. Liébault y A. Recking 275

INCORPORACIÓN DE ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS EN LA MODELACIÓN HIROLÓGICA DE UNA CUENCA EMBLEMÁTICA DE MONTAÑA: ALTO RÍO ERESMA EN LOS MONTES DE VALSAÍN (SEGOVIA).
S. Zaprzala, L. Martins, A. Díez-Herrero y D. Palacios 279

EL PAPEL DE LAS ÁREAS FUENTE DE SEDIMENTO SOBRE LA CARGA SÓLIDA DE UNA PEQUEÑA CUENCA DE MONTAÑA CON BAJA COBERTURA VEGETAL (BARRANCO DEL SOTO, PIRINEO CENTRAL)
M. Llena, D. Vericat1, M.W. Smith y R.J. Batalla 283

RESPUESTA HIDROGEOMORFOLÓGICA DE UNA CUENCA DE BANCALES ABANDONADOS (CAMERO VIEJO, LA RIOJA, ESPAÑA)
J.A. Llorente-Adán, P. Ruiz-Flaño, N. Lana-Renault y J. Arnáez 287

6. GEOMORFOLOGÍA Y CAMBIO GLOBAL 291

ABANDONO RURAL Y DECLIVE DE LOS PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS EN LA CORDILLERA CANTÁBRICA. ESTUDIO DE CASO EN EL ALTO PISUERGA
A. Pisabarro y E. Serrano 293

EVALUACIÓN DE LA PÉRDIDA DE CAPACIDAD EN LA PRESA FLUYENTE DE CANTILLANA: TRAMO BAJO DEL RÍO GUADALQUIVIR (SEVILLA)
R. Baena-Escudero, A. González-Sayago e I. Guerrero-Amador 297

APROXIMACIÓN MULTIDISCIPLINAR AL ESTUDIO DEL IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LAS INUNDACIONES PARA LA ADAPTACIÓN DEL DISEÑO Y ANÁLISIS DE SEGURIDAD DE PRESAS
G. Benito, J.A. Aranda, C. Beneyto, M. Iturbide, M.J. Machado, M. Calle, F. Francés, J.M. Gutiérrez, A. Medialdea, Y. Sánchez 301

LOCALIZACIÓN DE MOLINOS DE AGUA Y DINÁMICA FLUVIAL EN LA CUENCA DE LA RÍA DE VILLAVICIOSA (ASTURIAS)
A. Capó, P. Gelabert y C. García 305

EVOLUCIÓN DEL DELTA DEL DANUBIO DESDE ÉPOCAS HISTÓRICAS A LA ACTUALIDAD
G. Desir y R. Morales 309

SEGUIMIENTO DEL CAMBIO GLOBAL EN EL LAGO ENOL: PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS EN LAS MÁRGENES FAVORECIDOS POR LA ACTIVIDAD ANTRÓPICA
A. Díez-Herrero, J. Vegas, M. Hernández, J.C. García-Davalillo, C. Lorenzo, M.P. Mata, J.A. Rodríguez y A. Salazar 313

ESTIMACIÓN DEL CAMBIO GEOMÓRFICO PRODUCIDO POR LAS ACTIVIDADES EXTRACTIVAS EN EL ENTORNO DE LA BAHÍA DE SANTANDER MEDIANTE EL EMPLEO DE ORTOIMÁGENES HISTÓRICAS.
G. Fernández Maroto, A. González-Díez, P. Martínez-Cedrún,J. Remondo, J. Bonachea, M. Morellón y J. Fernández-Lozano 317

ACCIÓN HUMANA Y PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS EN LA EVOLUCIÓN HISTÓRICA DE LA CIUDAD DE PALMA
J. Estrany, M. Ruiz-Pérez, J.M. Petrus 321

EVOLUCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE UNA ANTROPOGEOFORMA DE ORIGEN MINERO
J. Fernández-Lozano, J. Remondo-Tejerina, J. Bonachea1, M. Morellón, A. González-Díez, G. Fernández Maroto, P. Martínez Cedrún, F. Aguado, V. Bruschi, J. R. Díaz de Terán y A. Cendrero 325

¿FUNCIONAN LOS PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS DE MANERA DIFERENTE EN EL ANTROPOCENO?
L.M. Forte, J. Remondo y A. Cendrero 329

LAS CUENCAS DE PORTAINÉ Y ROMADRIU: SUSCEPTIBILIDAD AL CAMBIO Y FACTORES DE CONTROL ANTRÓPICOS Y NATURALES
G. Furdada, M. Guinau, G.B. Subiela y A. Moraru 333

INFLUENCIA EN LOS MODELOS DE ESTIMACIÓN DE PÉRDIDAS ECONÓMICAS POR INUNDACIONES, DE LA LOCALIZACIÓN DE LA PLANTA PRINCIPAL DE LAS VIVIENDAS RESPECTO A LA VÍA PÚBLICA
J. Garrote, B. Rodríguez, A. Díez-Herrero, E. Aroca-Jimenez, J.M. Bodoque, N. Bernal y L. Martins 337

RECONSTRUCCIÓN HIDRÁULICA DE PALEO-AVENIDAS EN EL ENTORNO DEL SISTEMA CENTRAL PARA YACIMIENTOS ARQUEOLÓGICOS MUSTERIENSES (PLEISTOCENO SUPERIOR)
J. Garrote, A. Díez-Herrero, D. Álvarez-Alonso, M. de Andrés-Herrero, J.F. Jordá Pardo, M. Hernández, J.M. Bodoque, M. Alonso y J. Gil 341

EFECTIVIDAD A ESCALA CUENCA DE LAS MEDIDAS DE RESTAURACIÓN POST-INCENDIO EN LADERA EN EL SE DE ESPAÑA MEDIANTE LA TÉCNICA DE DETERMINACIÓN DEL ORIGEN DEL SEDIMENTO
J. González-Romero, M.E. Lucas-Borja, J. García-Comendador, A. Borràs, J. De las Heras y J. Estrany 345

EFFECTS OF GLOBAL CHANGE ON HYDROLOGY AND SEDIMENT TRANSPORT IN THE ÉSERA RIVER CATCHMENT
J.A. López-Tarazón, G. Bürger, T. Francke, A. Bronstert y J. Estrany 349

EVALUACIÓN DE LA PELIGROSIDAD DE LAS CRECIDAS EXTRAORDINARIAS DEL RÍO DUERO EN ZAMORA: HIDROLOGÍA HISTÓRICA, HIDRÁULICAY PATRIMONIO HISTÓRICO
M.J. Machado, O. Castillo, M. Barriendos, M. Calle, N. Greenbaum, A. Medialdea, Y. Sanchez-Moya y G. Benito 353

TRANSFORMACIONES GEOMORFOLÓGICAS EN RÍOS ALUVIALES CANTÁBRICOS (NO ESPAÑA): MODIFICACIONES ANTRÓPICAS VS CAMBIO GLOBAL
J. Marquínez García, E. Fernández-Iglesias y R. Menéndez-Duarte 357

GEOMORPHIC DESIGN AND MODELLING AT CATCHMENT SCALE FOR BEST PRACTISE LAND REHABILITATION – THE DRAYTON MINE EXAMPLE (NEW SOUTH WALES, AUSTRALIA)
J.F. Martín Duque, G.R. Hancock and G.R. Willgoose 361

RESTAURACIÓN GEOMORFOLÓGICA DE DOS ARCILLERAS EN CAMPREDÓ (TORTOSA, TARRAGONA). UNA SOLUCIÓN A LOS EFECTOS DEL CAMBIO GLOBAL
C. Martín Moreno, J.F. Martín Duque, J.M. Nicolau, E. Bladé, M. Tejedor, S. Nyssen, M. Lalaguna, A. de Lis, F.I. Cermeño-Martín y J.M. Gómez Díaz 365

ANÁLISIS DE LOS VALORES GEOMORFOLÓGICOS DE INTERÉS Y PUESTA EN VALOR EN EL SECTOR NORORIENTAL DEL FUTURO PARQUE NACIONAL DE SIERRA DE LAS NIEVES.
J.F. Martínez Murillo 369

IMPULSORES CLIMÁTICOS Y ANTRÓPICOS EN LA EVOLUCIÓN GEOAMBIENTAL DE LA REGIÓN CANTÁBRICA DURANTE EL ANTROPOCENO: INTEGRANDO REGISTROS COSTEROS, LACUSTRES Y GEOMORFOLÓGICOS
M. Morellón, J. Remondo, J. Bonachea, V. Bruschi, J.L. Cavallotto, J. Fernández-Lozano, L.M. Forte, J. E. Gómez-Arozamena, A. González-Díez, I. Hernández-Almeida, M. Leira, C. Morales del Molino, V. Rivas, C. Sierra-Fernández y A. Cendrero 373

BALANCE DE SEDIMENTOS EN EL RÍO CINCA (PIRINEOS CENTRALES): IMPACTO DE LOS EMBALSES Y LOS TRIBUTARIOS EN LA CARGA SEDIMENTARIA
E. Muñoz-Narciso, D. Vericat , T. Francke y R.J. Batalla 377

AVANCE DE NUEVOS DATOS SOBRE EL GLACIARISMO DE SIERRA NEVADA
D. Palacios Estremera, A. Gómez Ortiz, J. Alcalá Reygosa, M. Oliva , L.M. Tanarro, F. Salvador Franch y N. Andrés de Pablo 381

DINÁMICA DEL NIVEL FREÁTICO EN DOS ESCENARIOS CARACTERÍSTICOS DE MONTAÑA MEDIA EN EL PIRINEO CENTRAL: BOSQUE NATURAL Y DE REPOBLACIÓN FORESTAL
D. Regüés y E. Nadal-Romero 385

APROXIMACIÓN A LOS SISTEMAS ALUVIALES DE ES CABÀS, COANEGRA I S'ARBOSSAR (SERRA DE TRAMUNTANA, MALLORCA)
B. Sastre, M. Grimalt y J. Estrany 389

ESTRECHAMIENTO DE CAUCES Y CAMBIO DE PATRÓN EN CURSOS FLUVIALES MEDITERRÁNEOS COMO CONSECUENCIA DEL CAMBIO GLOBAL EN LAS ÚLTIMAS SEIS DÉCADAS: INDICADORES GEOMORFOLÓGICOS
F. Segura-Beltran y C. Sanchis-Ibor 393

GEOMORFOLOGÍA URBANA: MAPA GEOMORFOLÓGICO DE VALLADOLID
E. Serrano, D. Méndez González y A. Martínez Fernández 397

Presentación

La comunidad científica dedicada a la Geomorfología en el ámbito del Estado Español viene reuniéndose cada dos años desde 1990 al amparo de la Sociedad Española de Geomorfología (SEG). En ocasión de su XV convocatoria, la Reunión Nacional de Geomorfología se celebró en la isla de Mallorca (Baleares), organizada por los geógrafos físicos y geólogos del *Departament de Geografia* y del *Àrea de Geologia* del *Departament de Biologia* de la *Universitat de les Illes Balears*. La efeméride coincidió con la celebración de los 40 años de recuperación de la Universidad baleárica que hunde sus raíces en más de cinco siglos al ser la heredera del *Estudi General Lul·lià* (1483) y de la *Universitat Lul·liana de Mallorca* (1691).

Del 11 al 14 de septiembre de 2018 el campus de la *Universitat de les Illes Balears* en Palma acogió a la comunidad científica geomorfológica para debatir y mostrar a la sociedad los últimos avances en Geomorfología.

La XV Reunión Nacional de Geomorfología tuvo por lema *Geomorfología del "Antropoceno": Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. No cabe duda que el cambio global es uno de los ejes más importante en las investigaciones actuales en Geomorfología y en el conjunto de las Ciencias de la Tierra. Debido en parte al calentamiento global, así como a otros impactos derivados de la actividad antrópica, el cambio global tiene unos efectos evidentes sobre los procesos geomorfológicos que se dan en la superficie terrestre con impactos en las actividades antrópicas. Por otro lado, el presente y el futuro de la Geomorfología pasan, inevitablemente, por considerar los impactos de la actividad antrópica sobre el paisaje y para ello es necesario, sino imperativo, tener presente el cambio global como un componente central en la investigación.

Esta obra incluye los trabajos presentados en la reunión tanto en formato póster como en comunicación oral. Cada artículo ha sido revisado por el comité científico y la edición ha corrido a cuenta de los que subscriben. A todos los integrantes del comité científico, así como a los autores, nuestro sincero agradecimiento por su esfuerzo y nuestras disculpas por si en algún momento hubo, durante el proceso de revisión y edición, algún malentendido, error u omisión del que sin ninguna duda nos hacemos responsables.

Creemos que este libro constituye la radiografía, la instantánea, de los trabajos que actualmente se realizan dentro de nuestra disciplina en el marco del Estado Español. Una disciplina que ha sabido adaptarse a los nuevos tiempos y que ha salido beneficiada de contar con la aportación de otros campos de las Ciencias de la Tierra y de la Vida y de la visión de otros especialistas en el marco de un trabajo conjunto y multidisciplinar. Nuestro reto como comunidad científica es, por un lado, procurar que los más jóvenes se incorporen a la Geomorfología y puedan enriquecerla con su trabajo y dedicación. Ellos son el futuro de la disciplina. Así como también debemos poder continuar ampliando sus horizontes a través del fomento de la colaboración con otros expertos y otras disciplinas científicas.

Celso Garcia
Lluís Gómez-Pujol
Enrique Morán-Tejeda
Ramon J. Batalla
(Eds.)

Comité Organizador:

Celso Garcia (Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears)
Ramon J. Batalla (Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida)
Laura Del Valle (Àrea de Geologia, Dept. de Biologia, Universitat de les Illes Balears)
Joan J. Fornós (Àrea de Geologia, Departament de Biologia, Universitat de les Illes Balears)
Ángel Ginés (Àrea de Geologia, Departament de Biologia, Universitat de les Illes Balears)
Bernadí Gelabert (Àrea de Geologia, Dept. de Biologia, Universitat de les Illes Balears)
Lluís Gómez-Pujol (Àrea de Geologia, Dept. de Biologia, Universitat de les Illes Balears)
Jorge Lorenzo Lacruz (Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears)
José Ángel Martín Prieto (Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears)
Miquel Mir Gual (Conselleria Medi Ambient, Govern de les Ille Balears)
Enrique Morán Tejeda (Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears)
Guillem X. Pons Buades (Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears)
Antonio Rodríguez Perea (Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears)
Francesc X. Roig-Munar (Qu4tre Consultoria Ambiental, Menorca)

Comité Científico:

Ramon J. Batalla (Universitat de Lleida)
Gerardo Benito (Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC)
Adolfo Calvo Cases (Universitat de València)
Laura Del Valle (Universitat de les Illes Balears)
Gloria Desir (Universidad de Zaragoza)
Andrés Díez Herrero (Instituto Geológico y Minero de España, IGME)
Juan José Durán Valsero (Instituto Geológico y Minero de España, IGME)
Joan J. Fornós (Universitat de les Illes Balears)
Francesc Gallart (Institut de Diagnòstic Ambiental i Estudis de l'Aigua, IDAEA, CSIC)
Celso Garcia (Universitat de les Illes Balears)
Guillermina Garzón Heydt (Universidad Complutense de Madrid)
Bernadí Gelabert (Universitat de les Illes Balears)
Lluís Gómez-Pujol (Universitat de les Illes Balears)
Alberto González Díez (Universidad de Cantabria)
Francisco Javier Gracia Prieto (Universidad de Cádiz)
Askoa Ibisate González de Matauco (Universidad del País Vasco)
Nomeí Lana-Renault (Universidad de La Rioja)
Jorge Lorenzo Lacruz (Universitat de les Illes Balears)
Rosana Menéndez Duarte (Universidad de Oviedo)
Enrique Morán Tejada (Universitat de les Illes Balears)
Estela Nadal Romero (Universidad de Zaragoza)
Larissa Naylor (University of Glasgow)
Guillem X. Pons (Universitat de les Illes Balears)
Stephen Rice (University of Loughborough)
Antonio Rodríguez-Perea (Universitat de les Illes Balears)
Mª Asunción Romero Díaz (Universidad de Murcia)
Xavier Úbeda (Universitat de Barcelona)
Damià Vericat (Universitat de Lleida)

1

Métodos, técnicas y modelización en Geomorfología

Transporte de sedimentos en suspensión durante una extracción de áridos en un río de montaña (el Alto Cinca, Pirineo Central)

M.Béjar [1], D. Vericat[1,2], I. Nogales [1], F. Gallart [3], R.J. Batalla[1,4,5] y C. Gibbins[6,7]

[1] *Fluvial Dynamics Research Group (RIUS), Universitat de Lleida, Lleida, Catalunya*
[2] *Centre Tecnològic Forestal de Catalunya, Solsona, Catalunya*
[3] *Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua, CSIC, Barcelona, Catalunya*
[4] *Institut Català de Recerca de l'Aigua, Girona, Catalunya*
[5] *Facultad de Ciencias Forestales y Recursos Naturales, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile*
[6] *School of Environmental and Geographical Sciences, University of Nottingham Malaysia Campus, Jalan Broga, Semenyih, Selangor, Malaysia*
[7] *Northern Rivers Institute, School of Geosciences, University of Aberdeen, Scotland, UK*

SUSPENDED SEDIMENT TRANSPORT DURING INSTREAM GRAVEL MINING IN A MOUNTAINOUS RIVER (THE UPPER RIVER CINCA, CENTRAL PYRENEES): Discharge, suspended sediment transport, river-bed and suspended sediment grain-size distributions, were monitored and sampled along a 5-km river reach affected by instream gravel mining in the upper River Cinca, in the Central Pyrenees. Results indicate that gravel mining increased sediment transport locally during short periods when gravels are being extracted. Average concentrations during mining were similar to those observed during natural floods. Maximum concentrations around 6 g/l and loads in the order of 17 Mg/day were observed at sections close to the mining. Transported sediments were coarser than the observed under natural flood conditions, thus sediment transport was highly controlled by grain-size, and particles settled in the channel due to the low competence of the flows while mining. Fine sediment deposited in the channel increased sediment availability downstream the perturbed reach. The results show as these effects propagated for 1.5 km downstream.

Palabras clave: extracción de áridos, tamaño de partículas, transporte de sedimento en suspensión, competencia de caudal.
Key words: instream gravel mining, particle size, suspended sediment transport, flow competence.

Introducción

Las extracciones de áridos alteran la transferencia de sedimentos en los ríos (Kondolf, 1997). Durante las operaciones de extracción aumenta el material en suspensión debido, mayoritariamente, a la remoción de materiales y exposición de sedimentos finos al romper la coraza del lecho y al paso de maquinaria por el cauce del río. Los efectos no son localizados y se pueden extender en el espacio y en el tiempo (kilómetros aguas abajo e incluso aguas arriba, durante años y décadas) hasta que el río alcanza una nueva condición de equilibrio (Kondolf, 1997). Se han realizado numerosos estudios de los efectos geomorfológicos de las extracciones de áridos (e.g. Rinaldi et al., 2005; Rovira et al., 2005), pero son escasos los trabajos que han analizado el efecto de estas actuaciones en el transporte de sedimentos finos en suspensión (Brown et al., 1998). El objetivo de este trabajo es cuantificar los efectos de una extracción de áridos sobre el transporte de sedimentos en suspensión en un tramo del alto río Cinca (Pirineo Central). Este trabajo presenta un resumen de los resultados (ver Béjar et al. 2018, para más detalles).

Área de estudio y métodos

El alto Cinca es un rio de gravas (D_{50}= 67 mm) en el que históricamente se han realizado actividades extractivas. El alto Cinca tiene una superficie de 848 km^2 y un caudal medio anual de 29 m^3/s (según datos en la estación oficial de aforos A051 entre 1959-2015).

La actuación estudiada en este trabajo tuvo lugar en agosto de 2014 en el término municipal de Labuerda. La figura 1 ilustra las distintas fases de ejecución: (1) Preparación de un cauce alternativo (Fig. 1B); (2) conexión del extremo superior del cauce alternativo con el cauce principal y deriva del agua hacia el nuevo cauce (Fig. 1C); y, finalmente y (3) extracción del material de la barra activa del cauce (Fig. 1D). El aporte de sedimentos finos se produjo durante la creación del cauce alternativo y durante la conexión del cauce natural con el cauce artificial. La fase final se llevó a cabo en cauce seco y por tanto no aportó sedimento fino de manera directa al

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

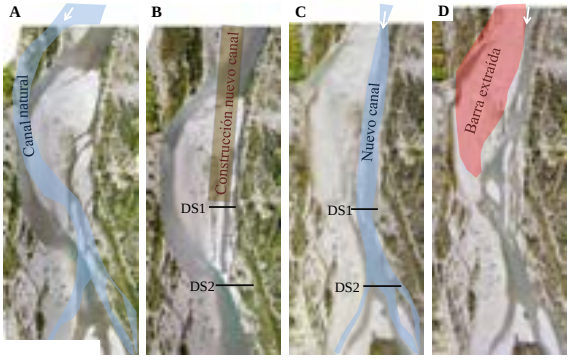


Fig. 1. Fases de la actuación en el cauce analizada en un tramo del alto Cinca en agosto de 2014. (A) Estado previo de la actuación. (B) Construcción del cauce alternativo en el margen izquierdo. (C) Apertura del cauce alternativo y desviación del flujo. (D) Extracción de áridos en la barra diagonal. Nota: La flecha blanca indica la dirección del flujo.
Fig. 1. Phases of an instream gravel mining in the upper River Cinca on August 2014. (A) Pre-mining conditions. (B) New channel engineering. (C) Water diverted to the new channel. (D) Instream mining from the diagonal ba. Note: White arrow shows flow direction.

cauce (Fig. 1D). En base a estas fases se monitorizó el caudal, y el transporte de sedimento en suspensión y su granulometría en cinco secciones a lo largo de un tramo de 5 kilómetros: una sección de referencia aguas arriba del área de actuación (US1) y en cuatro secciones aguas abajo (DS1, DS2, DS3 y DS4) situadas a 0, 200, 500, y 1500 m de la zona de extracción respectivamente (DS1 y DS2 se localizan en la Fig. 1).

Caudal e hidráulica

El caudal se obtuvo a partir de los registros de la estación de aforos oficial de Escalona (A051,

SAIH) ubicada 1,5 km aguas arriba de la zona de actuación.

Medición del transporte de sedimentos

Durante los dos días en los que el cauce fue alterado (fase 1 y 2; día 6 y día 18), se realizó un muestreo horario mediante un muestreador de integración en profundidad US DH48 en las secciones más próximas a la extracción (DS1-DS3). En las secciones donde el transporte era más homogéneo (US1 y DS4) se muestreó manualmente. En total se obtuvieron 300 muestras de 1 litro. Las muestras se filtraron (filtros Filter-Lab, 1,2 µm tamaño de poro), se secaron y se pesaron en el laboratorio para determinar la concentración de sedimentos en suspensión (CSS en g/l). La carga sólida total (CST en Mg) se calculó multiplicando la CSS obtenida de cada muestra por el caudal circulante, por el intervalo de tiempo entre muestras.

Obtención de las granulometrías de los sedimentos finos

La granulometría de las muestras filtradas se determinó usando un analizador láser de tamaño de partículas (Malvern Mastersizer®/E), que permite analizar la distribución granulométrica entre 0,02 µm y 500 µm.

Además, se tomaron muestras granulométricas del material fino superficial del lecho lo largo del tramo de estudio y en una sola ocasión (22 de abril de 2016). En total se tomaron cuarenta muestras de aproximadamente 15 g cada una. Las muestras se secaron, tamizaron y pesaron. Las partí-culas más gruesas (de 2000 µm a 500 µm) se tamizaron en una torre granulométrica de la marca Filtra®. Las partículas más finas de 500 µm se procesaron siguiendo el mismo procedimiento detallado anteriormente.

Resultados

Concentraciones y cargas transportadas

La CSS promedio en la sección de control (i.e. US1) fue de 20 mg/l durante los días 6 y 18 (Fig. 2). En cambio, aguas abajo de la actuación, la CSS media fue un orden de magnitud mayor (CSS = 0,2 g/l).

Estos valores medios son similares a los valores registrados durante crecidas naturales (p.ej. la CSS media durante un evento el 02/08/14 fue de 0,4 g/l).

Durante el día 6 la CSS incrementó puntualmente en la sección más próxima a la actuación (DS1), alcanzándose un máximo de 5,8 g/l (Fig. 2A) donde también se registró la máxima CST (2,7 Mg). Esta CSS máxima dúplica la CSS máxima alcanzada en algunos eventos natural como e.g el de 02/08/14 (i.e. 2,6 g/l).

En las siguientes secciones (DS2, DS3, DS4), las concentraciones fueron menores indicando una sedimentación de la mayoría del material movilizado durante las actuaciones llevadas a cabo en el cauce en ese día. En estas secciones la CST media fue 2,2 Mg.

Durante el día 18 se observó una dinámica completamente diferente (Fig. 2B). La CSS incrementó aguas abajo registrándose el máximo (1,30 g/l) en la sección situada a 0,5 km de la actuación (DS3) y alcanzándose CST medias en las secciones aguas abajo un orden de magnitud superior al estimado durante el día 6 (11,8 Mg,). Esta recarga de material aguas abajo podría responder a la movilización y tránsito de los materiales en el lecho producto de la fuerte sedimentación observada el día 6.

La carga sólida circulante por los primeros 0,5 km (DS1-DS3) fue similar y el máximo de carga se alcanzó en DS2 (17 Mg). Esta carga máxima registrada representa un 10% de la carga alcanzada durante eventos naturales en la misma época del año. En la sección más alejada (DS4), el patrón fue similar al observado en el día 6, indicando que el sedimento movilizado no se mantiene en suspensión a lo largo de los 1,5 km del tramo de estudio.

Tamaño de partículas transportado

El tamaño de las partículas del sedimento re-movilizado y transportado como consecuencia de la extracción ($D_{50\text{-medio}}$ = 21 µm) es ligeramente superior al transportado durante crecidas (p.ej. en una crecida de Junio 2015 el $D_{50\text{-medio}}$ = 13 µm; Tabla 1; Nogales, 2016). Puntualmente, en la sección más próxima a la extracción, el tamaño medio transportado llegó a ser un orden de magnitud mayor que la media en crecidas ($D_{50\text{- máximo}}$ = 134 µm). No obstante, las partículas de mayor tamaño sedimentaron rápidamente, hecho que sugiere un lavado selectivo de los materiales transportados aguas abajo.

El sedimento movilizado durante los días de la actuación es, en general, de menor tamaño que el material de los parches de finos del lecho (Tabla 1), aunque puntualmente, los tamaños transportados llegan a alcanzar valores similares a los del lecho (i.e. $D_{95\text{- lecho}}$= 796 µm; $D_{95\text{-transportado}}$=745 µm durante el día 18 en DS1; Tabla 1).

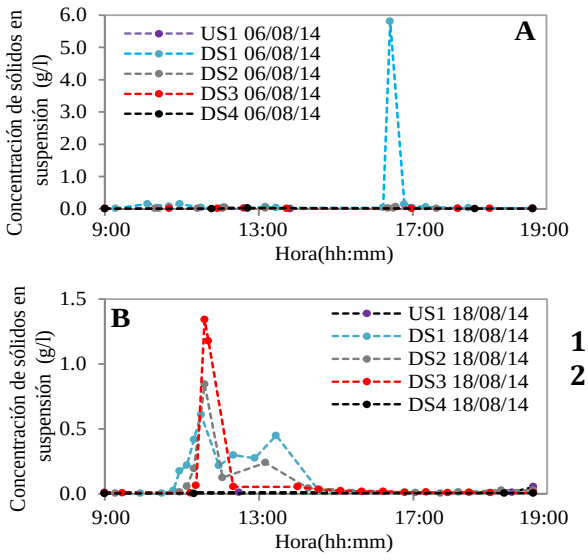


Fig. 2. Concentración de sólidos en suspensión durante los trabajos asociados a la extracción de áridos en las secciones de muestreo del alto Cinca durante el día 6 de agosto (A) y 18 de agosto de 2014 (B). Nota: el eje Y está modificado (modificado de Béjar et al., 2018).

Fig. 2. Suspended sediment concentration during instream gravel mining operations at the monitoring sections in the upper River Cinca during the 6th of August (A) and the 18th of August 2014(B). Note: Y-axes is modified (modified from Béjar et al., 2018).

Muestra	Tamaño del percentil característico (µm)		
	D_{05}	D_{50}	D_{95}
Día 6 DS1	2.6	16	100
Día 6 DS2	3.0	20	150
Día 18 DS1	3.3	32	745
Día 18 DS2	2.7	18	141
Día 18 DS3	2.7	21	112
Lecho*	40	350	796
Crecida**	1.3	13	251

Tabla 1. Distribución del tamaño de partículas transportado material en suspensión durante una extracción en el alto Cinca en agosto de 2014.* Material fino del lecho potencialmente transportable (ver texto para más detalles). ** Material transportado durante una crecida en Junio de 2015 en el tramo de estudio (Nogales, 2016).

*Table 1. Particle size distribution transported during instream gravel mining in the upper River Cinca on August 2014. * River bed fine material potentially mobilized (see text for more details). ** Fine sediment transported during a flood on June 2016 at the study reach (Nogales, 2016)*

1.
2. **Conclusiones**

Las actuaciones en el cauce alteraron la dinámica del transporte de sedimentos, sobre todo en el tramo situado inmediatamente aguas abajo. La máxima concentración de sedimentos fue similar a las obtenidas en crecidas naturales; por su parte, la carga sólida total transportada fue notablemente más baja que en crecidas.

Los trabajos en el cauce ocasionan puntualmente el transporte de materiales de mayor tamaño procedentes del lecho que no

son transportados frecuentemente durante crecidas, donde los sedimentos transportados en suspensión son más finos y proceden mayoritariamente de la cuenca.

La escasa competencia de los caudales durante las extracciones, condiciona el transporte de sedimentos (i.e. carga sólida transportada, tamaño de partículas), y facilita una rápida sedimentación de las partículas en el lecho en los primeros 1,5 km, aumentando su disponibilidad para crecidas posteriores.

Este estudio subraya la influencia de actuaciones puntuales en el cauce (i.e. extracciones de áridos) en el transporte de sedimento en suspensión y sus efectos a largo plazo y a escalas espaciales mayores (i.e. el sedimento fino depositado en el lecho queda disponible para próximos caudales competentes).

Agradecimientos

Este trabajo se ha desarrollado en el marco de los proyectos MorphSed (CGL2012-36394,) y MorphPeak (CGL2016-78874-R), financiados por el Ministerio de Economía y Competitividad y el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER). El primer autor tubo una beca predoctoral de la Universidad de Lleida en el momento de realizacón de este estudio. El Grupo de Investigación de Dinámica Fluvial-RIUS es Grupo Consolidado reconocido por la Generalitat de Catalunya (2017 SGR 459). De la misma forma, se agradece al CERCA Programme de la Generalitat de Catalunya. Los datos hidrológicos han sido suministrados por la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE). Los autores agradecen la participación de distintos miembros de RIUS y las facilidades recibidas por el grupo de Hidrología Superficial y Erosión del Consejo Superior de Investigaciones Científicas para la obtención de las granulometrías de los sedimentos.

Bibliografía

Béjar, M., Vericat, D., Nogales, I., Gallart, F., Batalla, R.J. 2018. Efectos de las extracciones de áridos sobre el transporte de sedimentos en suspensión en ríos de montaña (alto río Cinca, Pirineo Central).Cuadernos de Investigación Geográfica 44, 10.18172/cig.3256.

Bladé, E., Cea, L., Corestein, G., Escolano, E., Puertas, J., Vázquez-Cendón, M.E., Dolz, J., Coll, A., 2014. Iber–Herramienta de simulación numérica del flujo en ríos. Revista Internacional de Métodos Numéricos 30, 1–10.

Brown, A.V., Lyttle, M.M., Brown, K.B. 1998. Impacts of gravel mining on gravel bed streams. Transactions of the American Fisheries Society, 127, 979-994.DOI: 10.1577/1548-8659(1998)127<0979:IOGMOG>2.0.CO;2

Kondolf, G.M. 1997. Hungry Water: Effects of Dams and Gravel Mining on River Channels. Environmental Management 21(4), 533–551. DOI:10.1007/s002679900048.

Nogales, I. 2016. Dinámica del transporte de sedimentos en suspensión en un río de montaña afectado por extracciones de áridos (Alto Cinca, Pirineo Central). Trabajo Fin de Máster. Universidad de Lleida.

Rinaldi, M., Wyżga, B., Surian, N. 2005. Sediment mining in alluvial channels: physical effects and management perspectives. River Research and Applications 21, 805–828. DOI: 10.1002/rra.884.

Rovira, A., Batalla, R.J., Sala, M., 2005. Response of a river sediment budget after historical gravel mining (the lower Tordera, NE Spain). River Research and Applications, 21 (7), 829-847. DOI: 10.1002/rra.885.

Vericat, D., Múñoz-Narciso, E., Béjar, M., Ramos-Madrona, E., 2016. Case study: Multi-temporal reach-scale topographic models in a wandering river – uncertaunties and opportunities. In: Carrivick, J.L., Smith, M.W., Quincey, D.J. (Eds). Structure from Motion in the Geosciences. New Analytical Methods in the Earth Environmental Scinece. Willey Blackwell, Chichester, 194p.

Estimación del transporte de sedimento por carga de fondo en ríos efímeros mediante placas de impacto

M.Calle[1], I. Benson[2] y G. Benito[1]

[1] *Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), Calle José Gutiérrez Abascal 2. 28006 Madrid;*
[2] *University of Exeter, Exeter, Reino Unido*

SEDIMENT LOAD ESTIMATION ON EPHEMERAL RIVERS BY IMPACT PLATES: A study on bedload transport was carried out in a gravel-bed ephemeral river (Rambla de la Viuda, Castellón). On a concrete on-level road that crosses the active channel (~60 m width), four impact sensors have been installed at 10 m intervals. These sensors record the number of impacts of gravel particles on a metal plate. During an event reaching 0.42 m water depth (8 m^3s^{-1}) that occurred on 20/1/2017, the first results were obtained. The most active sensor (D) recorded 50000-80000 impacts which corresponded to a total mass of 460-740 tons of gravel across 10 m channel width (according to flume calibrations). In the whole active section, 909 tons of gravel, or equivalent total volume of 337 m^3 were estimated to be transported, which is coherent with previous volumetric estimations for events of this magnitude (based on comparisons of Structure from Motion (SfM) DEMs). This array of impact sensors has shown promise as an approach to measuring the total sediment load in ephemeral gravel rivers, and toward further study of the mechanisms of bedload transport in the field.

Palabras clave: Tasa de transporte, placas de impacto, carga de fondo, ríos efímeros, lecho de gravas
Key words: Transport rate, impact plates, bedload, ephemeral rivers, gravel bed

Introducción

La estimación del transporte de sedimento por carga de fondo ha sido objeto de numerosos estudios desde la década de los 70 (e.g. Batalla et al., 2005). En la actualidad, estos estudios han vuelto a ganar relevancia debido a la creciente preocupación por falta de sedimento disponible en los ríos, la retención en embalses (Piqué et al., 2017) y la degradación generalizada de los cauces (Batalla et al., 2003). En la ingeniería fluvial la estimación del transporte de sedimento se basa frecuentemente en la implementación de modelos hidráulicos anidados a diversas ecuaciones de transporte de sedimento (e.g. modelo IBER). Sin embargo, la falta de datos de campo que permitan calibrar y validar estos modelos constituye un verdadero hándicap para evaluar la verosimilitud de sus resultados. La monitorización en campo de las tasas de transporte por carga de fondo se ha basado en trampas de sedimento (García et al., 2000), muestreadores tipo Helley-Smith (Helley and Smith, 1971) o mediciones continuas con muestreadores tipo Birkbeck (Reid et al., 1980) Más recientemente se han empezado a emplear métodos geofísicos en tiempo real (geófonos). Sin embargo, estas écnicas presentan cierta complejidad y un elevado coste económico (Rickenmann et al., 2017). En la búsqueda de opciones eficaces y de bajo coste, en este trabajo presentamos los resultados preliminares unos sensores que registran el número de impactos de cantos en movimiento sobre el lecho del cauce, como aproximación al transporte por carga de fondo en ríos efímeros.

Zona de estudio

La zona de estudio se localiza en la Rambla de la Viuda (1500 km^2), próxima a la localidad de Costur (Castellón). En este tramo la Rambla presenta una anchura de 60 m, con un gradiente del cauce de 0.00587 m/m. El cauce está limitado en sus laterales por sustrato rocoso, aunque su fondo es aluvial con un patrón tipo braided. El tamaño correspondiente al percentil 50 (D_{50}) de las gravas en las zonas activas es de 22.6 mm. Debido a que el fondo de la Rambla es aluvial, el anclaje de los sensores a un fondo rígido se consigue mediante su instalación sobre una carretera de hormigón que atraviesa la Rambla, y que enrasa las gravas del lecho aguas arriba (Fig. 1). En el límite aguas abajo de la carretera existe un escalón d ebido a la

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.



Fig. 1. Carretera de hormigón donde se han instalado los sensores de impacto, siendo activos las posiciones C, D, E y F. El sensor de presión registra el nivel de agua.
Fig. 1. Concrete road with location of impact sensors. A pressure sensor records the water level during flooding

socavación que genera el flujo de avenida en el contacto con la grava. Esta depresión se debe a que el flujo del cauce alcanza la condición de flujo crítico en este borde aguas abajo.

Metodología

Se han instalado cuatro sensores, espaciados a una distancia de 10 m, que están anclados al firme de una carretera de hormigón que atraviesa la Rambla de la Viuda (Castellón). Estos sensores consisten en una placa de acero fijada al fondo del cauce, normalmente un lecho rocoso, conectadas a un sensor de aceleración que cuenta los golpes de las partículas de grava sobre la placa, y un registrador de datos (Richarson et al., 2003). Las dimensiones de cada placa de impacto son de 150 x 130 mm y de 6 mm de espesor (Fig. 1). El sensor registra el número acumulado de impactos en un cierto intervalo de tiempo seleccionado, en nuestro caso de 1 minuto. El dispositivo se ha calibrado para conseguir un umbral de detección de 150 impactos por minuto, detectándose clastos de como mínimo 8 mm (ver Soar and Downs, 2017, para más información sobre la calibración y otros aspectos técnicos de las placas).

Existen algunas limitaciones que deben tenerse en cuenta al interpretar sus datos. Los sensores pueden discriminar impactos separados al menos 0.2 s en el tiempo, es decir el impacto que sucede a otro en menos de ese tiempo se suprime. Esto es equivalente a considerar que es muy probable que el segundo impacto sea consecuencia de un rebote del mismo canto, evitando así que se cuente un mismo clasto dos veces. Los datos se descargan del registrado mediante conexión USB mediante la interface de un programa ("Tinytag Explorer").

La relación del flujo de sedimento con el nivel de agua circulante se realiza mediante un sensor de presión de la marca Solinst® instalado sobre un pilón de cemento usado para marcar el límite de la carretera local, de 5.5 m de anchura (Fig. 1). De esta forma se consigue una relación directa entre el hidrograma del flujo y el conteo de impacto de las gravas.

Resultados

El evento de inundación registrado ocurrió el 20/01/2107, a las 06:00 AM, y tuvo una duración de ~24 horas. Durante este evento se registraron dos picos de nivel, el primero de 40 cm de altura (12:50h), descendiendo hasta los 28 cm a las 21:45h y seguido por el segundo pico que llegó hasta los 35 cm (23:20h).

En la Figura 2, se observa que el transporte de carga de fondo se produjo inicialmente por la parte central del cauce (sensor D). Próximo al primer pico del hidrograma se registran impactos en los sensores central derecho (sensor E) y central izquierdo (sensor C) del vado. Resulta reseñable que durante el segundo pico se registran considerablemente más impactos en el sensor central derecho (E), mientras que en el sensor D (parte central) decrecen considerablemente los impactos. Por otra parte el sensor C no detecta apenas movimiento de gravas. Esto indicaría una desconexión del flujo a través del sub-cauce del sector central izquierdo. Se observa que a partir de un calado de ~40 cm el sensor central (D) se satura debido a la repetición de impactos en intervalos inferiores a 0.2 segundos, registrándose más de 190 impactos por minuto. Esto no ocurre en los sensores C y E. Se ha observado una correlación de la tendencia de los patrones de impacto en proporción al tiempo t entre estos tres del

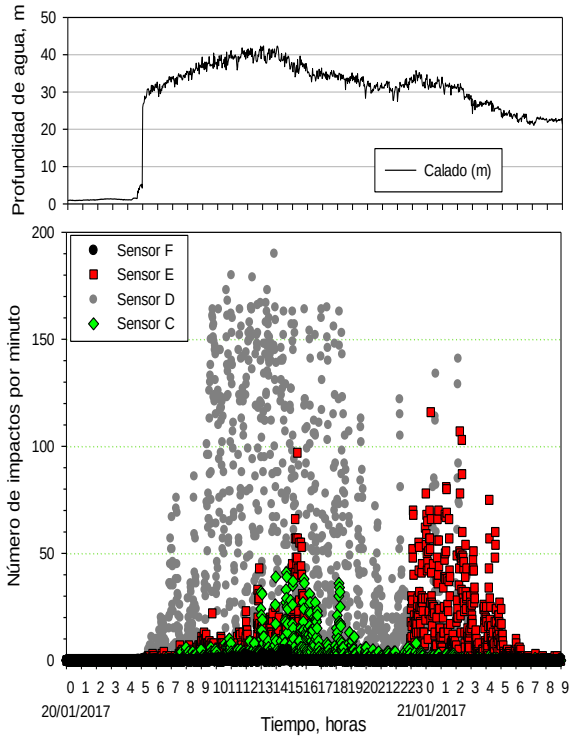


Fig. 2. Arriba: Nivel de agua. Abajo: Número de impactos por minuto registrados por los sensores durante el evento.
Fig. 2. Above: Water stage. Below: Impact count per minute recorded by the four impact plates.

sensor D. sensores (D, C, y E) lo que ha permitido completar la tendencia de la rama ascendente En el sensor más activo (D) se registraron entre 50 y 80 mil impactos. En estudios de laboratorio (Benson com. pers.) con gravas entre 5.5 y 67 mm de diámetro medio, se ha podido calibrar que 25 impactos equivalen al transporte de 3 kg de sedimento. Considerando el rango del número de impactos registrados, en los 10 metros de la sección central del cauce (sensor D) se llegaron a transportar entre 462 y 738 toneladas de grava. Asumiendo que se trata de partículas esféricas de grava con una densidad media de 2700 kg/m^3, su valor en peso equivale a un volumen de ~274 m^3 de material. Teniendo en cuenta los cuatro sensores y el conjunto de la sección, el peso estimado de grava transportada es de 909 toneladas, equivalente a un volumen de 337 m^3

Discusión

En nuestro caso, el sector central del cauce registró la mayor parte de la carga de fondo, con contribuciones menores de los sectores derecho e izquierdo, respectivamente (Fig. 2). Destaca igualmente a rápida respuesta de transporte de gravas a la llegada del flujo de agua, y la similitud de los hidrogramas del flujo y de la tasa de transporte que se obtiene del número de impactos en el sensor central D. Durante el hidrograma, se puede inferir los efectos de la movilidad de los cauces dentro del lecho *braided* de la rambla. En la figura 2 se observa que el segundo pico del hidrograma, aun siendo menor que el primero, consigue activar de manera más intensa el transporte por el lado derecho (E) en detrimento del lado izquierdo (C) que apenas registra movimiento de clastos.

Durante este evento, se constata que el calado mínimo para el inicio de la movilidad de las gravas es de 20 cm, algo que se alcanza de manera rápida debido al carácter súbito de la onda de crecida característico de las ramblas mediterráneas. Por encima de este umbral, se observa la rápida respuesta del movimiento de las partículas (impactos) en relación al aumento de la tensión de corte ($\tau = \gamma dS$; γ: peso específico, S: pendiente del agua), directamente representada por el calado del flujo (d). La tasa máxima de transporte puede mantenerse incluso durante la primera etapa de la caída del hidrograma, seguida al principio de una transporte más rápido a medida que se aproxima al umbral de calado mínimo para el transporte. Estadisminución es igualmente disminución gradual, siendo el descenso del observable en el descenso del hidrograma existente entre los dos picos de

Sensor	No. Impactos	Peso sediment Kg*	Volumen Gravas** m^3
C	4070	37569	14
D	80000	738462	274
E	14015	129369	48
F	424	3914	1
Total	98509	909314	337

Tabla 1. Transporte por carga de fondo.*Peso extrapolado para la sección correspondiente al sensor (10 m). **Asumiendo granos esféricos con densidad de 2700kg/m^3
*Tabla 1. Bedload transport recorded. *In each sensor, weight was calculated for a 10 m width. ** Assuming spherical grains with 2700 kg/m^3 in density.*

esta avenida, cuando se llega a reducir de forma importante el número de impactos incluso en el sensor central D.

En los sectores laterales (sensores E y D) existe un retraso en la máxima intensidad del transporte respecto al ascenso del hidrograma, al presentar en ambos casos una posición topográfica algo más elevada que la parte central del cauce. En estos sensores laterales, la intensidad de los impactos durante la etapa ascendente son variables, indicando que las tasas de transporte en la rama ascendente del calado es altamente estocástica, y la presencia de pulsos de gravas transportadas por el lecho de cauce. Por su parte, durante la etapa descendente la densidad de los impactos en los diferentes sensores se superpone entre sí, indicando una respuesta más rápida al descender el flujo. Al tratarse de un evento aislado no se pueden identificar los efectos de eventos anteriores en factores como la compactación de la superficie, o la acumulación de partículas formando una coraza en la parte superficial de las barras. Es posible que estas características sean determinantes particu-larmente en el inicio del transporte de las gravas (Carling y Hurley, 1987).

Conclusiones

En este trabajo presentamos los resultados preliminares de un estudio que pone de manifiesto la efectividad de los sensores de impacto en: (a) la interpretación de los umbrales de movimiento de sedimentos y cese, (b) las intensidades relativas de transporte durante la duración del hidrograma y (c) la detección y comparación de las diferencias simultáneas en las intensidades de transporte en diferentes regiones del cauce.

Estos sensores constituyen una nueva aproximación que solo requiere la instalación de cuatro sensores sobre una carretera de hormigón que, en nuestro caso, atraviesa la Rambla de la Viuda (Castellón). En definitiva, este sistema constituye una buena alternativa a otros métodos que requieren mayor inversión en instrumental y tiempo de dedicación (e.g. geófonos). Estos sensores fueron capaces de detectar el paso aproximado de 909 toneladas, equivalente a 337 m^3 de grava durante un evento de escasa magnitud (0.42 m de calado en una sección de 60 m). Estos resultados parecen coherentes con los estimados mediante comparación sucesiva de topografías obtenidas con fotogrametría digital SfM para eventos similares. No obstante, se requiere aun la confirmación de su efectividad durante crecidas de mayor magnitud.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la CICYT Proyectos FLOOD-MED (CGL2008-06474-C02-01) y EPHIMED (CGL2017-86839-C3-1-R).

Bibliografía

Batalla, R. 2003. Sediment deficit in rivers caused by dams and instream gravel mining. A review with examples from NE Spain. Revista Cuaternario y Geomorfología 17 (3-4), 79-91.

Batalla, R.J., Garcia, C., Rovira, A., 2005. Chapter 8 A decade of sediment transport measurements in a large Mediterranean river (the Tordera, Catalan Ranges, NE Spain). In: C. Garcia, R.J. Batalla (Eds.), Developments in Earth Surface Processes. Elsevier, pp. 117-140.

Carling, P.A. y Hurley, M.A. 1987. A time-varying stochastic model of the frequency of bedload events in two small trout streams. En: Thorne, C. y Bathurst, J. (Eds): Sediment Transport in Gravel-bed Rivers. Wiley & Sons, Chichester, pp 897-916.

Garcia, C., Laronne J.B., M. Sala 2000. Continuous monitoring of bedload flux in a mountain gravel-bed river. Geomorphology, 34(1), 23-31.

Helley, E.J., Smith, W., 1971. Development and calibration of a pressure-difference bedload sampler. 73-108.

Piqué, G., Batalla, R., López R., y Sabater S. 2017. The fluvial sediment budget of a dammed river (upper Muga, southern Pyrenees). Geomorphology, 293, 211-226.

Reid, I., Layman, J.T., Frostick, L.E., 1980. The Continuous Measurement Of Bedload Discharge. Journal of Hydraulic Research, 18(3), 243-249.

Richardson, K., Benson, I., y Carling, P.A. 2003. An instrument to record sediment movement in bedrock channels. En: Bogen, J., Fergus, T., Walling, D.E. (Eds.): Erosion and Sediment Transport Measurement in Rivers: Technological and Methodological Advances. IAHS Publication 283. Wallingford, Oslo, Norway, pp. 228–235.

Rickenmann, D., Antoniazza G., Wyss C. R., Fritschi B., y Boss S. 2017. Bedload transport monitoring with acoustic sensors in the Swiss Albula mountain river. Proc. IAHS, 375, 5-10.

Soar, P.J., Downs, P.W., 2017. Estimating bedload transport rates in a gravel-bed river using seismic impact plates: Model development and application. Environmental Modelling & Software, 90, 182-200..

El uso de ortofotografías para la reconstrucción paleohidrológica de eventos torrenciales en cuencas no aforadas de pequeño tamaño

J.D. del Moral-Erencia y P. Bohorquez

Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra, Universidad de Jaén, Jaén, Andalucía

THE USE OF REMOTE SENSED PALEOSTAGE INDICATORS TO RECONSTRUCT FLASH FLOOD EVENTS IN UNGAUGED BASINS WITH SMALL DRAINAGE AREA: We propose a method to reconstruct modern floods in unregulated basins with small drainage area using remote sensed paleostage indicators from satellite imagery. The high spatial resolution of orthophotos allows us to improve the scale of the study area and apply the proposed method in small streams. The orthophotos have been applied in the reconstruction of an extreme event in the unregulated drainage basins of the Salado de Porcuna and Arjona Rivers (Jaén, Spain). First, we realized an inventory and classification of visible paleostage indicators. Subsequently, we used them to delimit the inundated area. Then, we reconstructed the flood and precipitation dynamics through two-dimensional shallow water modelling. The verification of the method was completed by the critical success index. Once confirmed its reliability in a well-gauged basin, the same procedure was used in an ungauged basin to infer the peak streamflow, the flooded area and the rainfall dynamics.

Palabras clave: ortofotos, paleohidrología, cuenca no aforada, inundación torrencial, modelización hidráulica bidimensional
Key words: orthophotos, paleohydrology, unregulated basins, flash flood, two-dimensional hydraulic modelling

Introducción

En la presente comunicación se plantea un método novedoso para la reconstrucción paleohidrológica de inundaciones recientes en cuencas no reguladas de pequeño tamaño a través del empleo de paleoindicadores visibles en ortofotografías aéreas. Su alta resolución permite aumentar la escala del área de estudio, pudiéndose aplicar al análisis de cauces pequeños y mejorar la precisión frente a satélites de media resolución. En primer lugar, se ilustra el potencial del método mediante la reconstrucción de una inundación torrencial en las cuencas no reguladas del Arroyo Salado de Porcuna (aforada) y de Arjona (no aforada). Para ello, se presenta el inventario y clasificación de los paleoindicadores de inundación visibles sobre las ortofotografías seriadas posteriores al evento. Posteriormente, se determina la precisión del área observada frente a la simulada en la cuenca aforada usando datos altimétricos LiDAR de alta resolución y un modelo hidráulico de aguas someras bidimensional, ver Bohorquez y del Moral-Erencia (2017). Finalmente, empleando el perímetro mojado observado como dato inicial, se resuelve el problema inverso en la cuenca no aforada para inferir tanto el caudal pico de la inundación como la precipitación media del área vertiente.

Material y método

Zona de estudio

La zona de estudio comprende las cuencas tributarias no reguladas del Arroyo Salado de Arjona (SA) y de Porcuna (SP) (Jaén, España) mostradas en la figura 1a. El área de drenaje de dichas cuencas es de 490.5 km^2 en SA y 808.7 km^2 en SP. Existe un importante gradiente altitudinal, situándose la cabecera de las cuencas a una altitud superior a 1200 m.s.n.m. y la desembocadura con el río Guadalquivir a 160 m.s.n.m. (SP) y 173 m.s.n.m. (SA). Existe un uso del suelo hegemónico del cultivo de olivar bajo manejo convencional, con un valor superior al 85% del área total. La posición fisiográfica entre la Cordilleras Bética y la Depresión del Guadalquivir confiere condiciones de alta pendiente, con un valor medio superior a 6º en ambas cuencas. La combinación de ambos factores favorece la alta incidencia de la erosión hídrica, manifestada por el desarrollo de surcos, cárcavas y la existencia de flujos hiperconcentrados durante las crecidas.

En la presente comunicación, reconstruiremos el segundo mayor evento desde 1985,

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

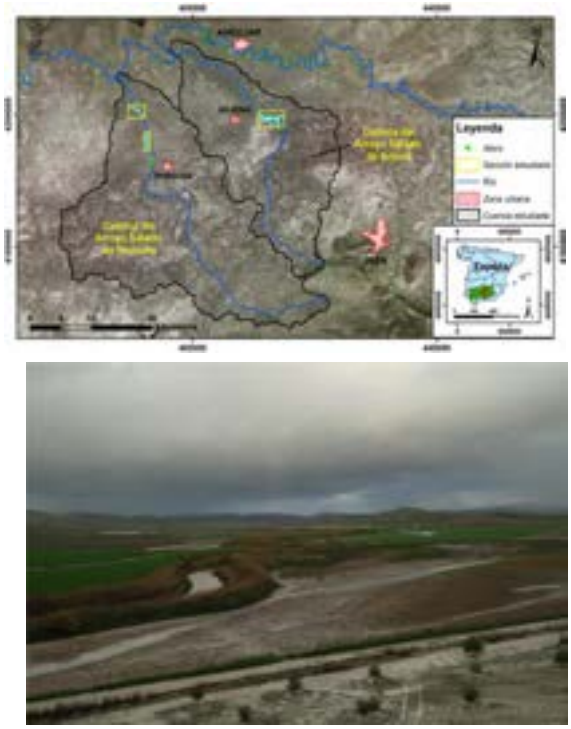


Fig 1. Localización de la zona de estudio (arriba). Vista panorámica del sector Z1SA posterior a una inundación. Ambas figuras presentan una alta resolución, por lo que se recomienda emplear el zoom para una correcta visualización (abajo).
Fig. 1. General view of study zone (upper). Panoramic view for Z1SA stretch after a flood in 2018. Both figures are high resolution, so we recommend to use the zoom for a correct visualizatio (lower).

acaecido el día 26 de diciembre de 2009 con un caudal pico de 533 $m^3 \cdot s^{-1}$ registrado en el medidor de la cuenca aforada. Los datos pluviométricos muestran una duración de la precipitación en torno a 6 horas con una intensidad irregular, por lo que se clasificaría como evento torrencial. Para su estudio, en la cuenca aforada se seleccionaron dos sectores próximos a la estación de aforo (Z1SP y Z2SP). En la zona no aforada se designó un sector caracterizado por la conjunción de múltiples cauces de diferente envergadura (Z1SA), ver la figura 1b.

Metodología

En primer término, se realizó una búsqueda de evidencias de inundación utilizando ortofotografías seriadas provenientes del Instituto Geográfico Nacional (vuelo 2011) y de DigitalGlobe™ (ID: 103001000ACDA300), tomadas en las fechas 09/08/2011 y 09/05/2011, respectivamente. Sobre estas ortofotografías se inventariaron y clasificaron las evidencias de inundación atendiendo al origen (botánico/geológico) y tipología (sedimen-taria/erosiva) utilizando software SIG. Con dicha información, se cartografió el perímetro de la inundación. En segundo término, se determinó la precisión del área observada en la cuenca aforada a través del empleo de un modelo hidráulico bidimen-sional de aguas someras implementado en el software IBER (Cea y Bladé, 2015). Para la ejecución del modelo se delimitó el dominio computacional con la generación de una malla fina triangular, introduciendo como condición de contorno a la entrada el caudal medido por la estación de aforo (533 $m^3 \cdot s^{-1}$). Como base topográfica se empleó un modelo digital del terreno de alta resolución (0.5 m.) generado a partir de datos LiDAR. El uso de esta técnica minimiza el error inducido por la topografía en el cálculo numérico atendiendo a Fraile-Jurado y Ojeda-Zújar (2013). La validación del método propuesto se cuantificó a través del índice de éxito crítico (*IEC*), propuesto por Bates y De Roo (2000):

$$IEC = \frac{A_{obs} \cap A_{sim}}{A_{obs} \cup A_{sim}} \quad (1)$$

donde A_{obs} y A_{sim} representan el área inundada observada y simulada, respectivamente. Un valor de *IEC* cercano a 1 significa una correlación excelente entre ambas áreas. Por el contrario, un valor en torno a 0 indica una correlación nula.

Una vez confirmada la fiabilidad del método, se aplicó un procedimiento de cálculo inverso en la cuenca no aforada. Utilizando como dato de partida el perímetro observado, se infirió el caudal pico de la inundación mediante múltiples cálculos numéricos empleando el software IBER (Cea y Bladé, 2015). La selección del caudal pico inferido correspondía al valor de mayor correlación entre el área simulada y observada, dada por el cálculo del *IEC*.

Adicionalmente, la aplicación de este método permitió estimar la precipitación media en la cuenca no aforada, a través de la correlación entre el área de drenaje y el caudal pico inferido, despreciando la infiltración.

Esto último ha sido posible asumiendo un estado de saturación previa del suelo por la existencia de precipitaciones superiores a los 100 mm en los días anteriores a la crecida del río (por ejemplo, en el evento del 19-24 de diciembre de 2009).

La validación de la precipitación media estimada se efectuó mediante la compa-ración entre el valor estimado y el valor medio medido por pluviómetros situados en la zona de estudio y áreas circundantes. Con el fin de paliar la irregularidad espacial de la red pluviométrica, se empleó una inter-polación ponderada por el inverso de la distancia para la obtención del valor medio.

Resultados y discusión

Inventario y clasificación de las evidencias de inundación remotas

Se recopiló una gran variedad de evidencias de inundación. Se detectaron depósitos de aguas lentas (sedimentaria y geológica), hierba joven (sedimentaria y botánica), canales secundarios (erosiva y geológica) y eliminación de árboles (erosiva y botánica) (figura 2a). Las evidencias de tipología sedimentaria fueron las más frecuentes en todas las áreas de estudio, delimitando más del 60% del total del área de inundación observada.

Cálculos numéricos computacionales

En la cuenca aforada se obtuvieron calados medios en torno a 4-5 m en el thalweg para un caudal de 533 $m^3 \cdot s^{-1}$ (figura 2b). Las velocidades medias del flujo oscilaron entre 3-4 $m \cdot s^{-1}$ en el cauce principal, 2-3 $m \cdot s^{-1}$ en los canales secundarios e inferiores a 1.5 $m \cdot s^{-1}$ en la llanura de inundación.

En la cuenca no aforada se infirió un caudal pico de 479 $m^3 \cdot s^{-1}$ para el evento estudiado. Los calados exhibieron un valor de 4 m en el canal principal y 1.5 m en la llanura de inundación. Las velocidades medias variaron entre 3 $m \cdot s^{-1}$ en el canal principal, 1.5-2 $m \cdot s^{-1}$ en los canales secundarios y 1 $m \cdot s^{-1}$ en la llanura de inundación.

La estimación de la precipitación media en la cuenca no aforada arrojó un valor de 31.6 mm para 6 horas de duración.

Validación del método propuesto: IEC y precipitación media

La comparación entre el área de inundación simulada y el área de inundación observada

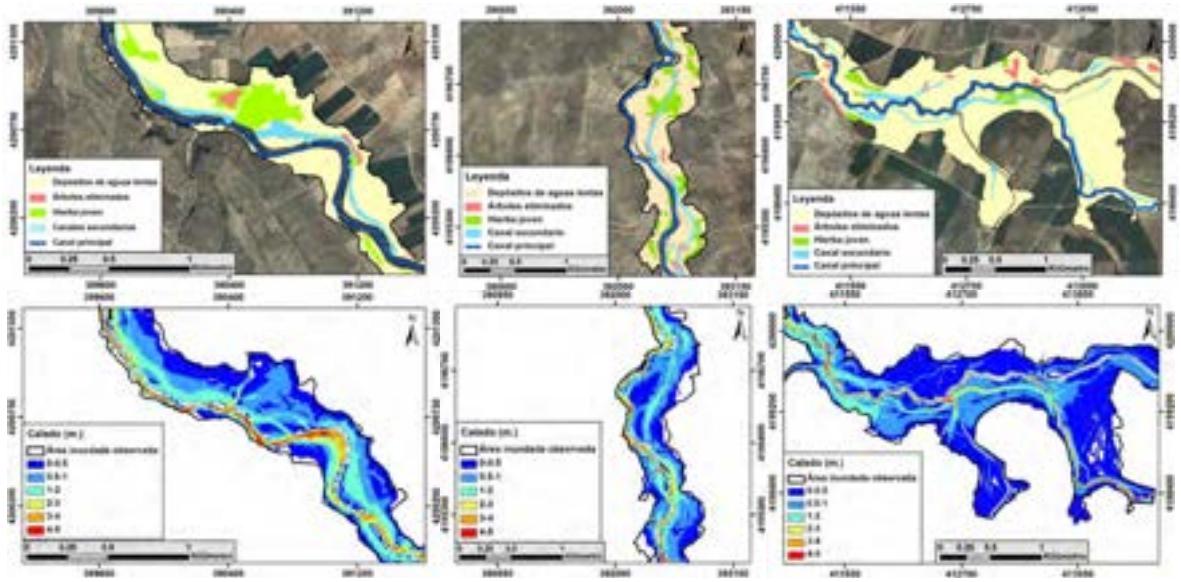


Fig. 2. Clasificación de las evidencias de inundación cartografiadas para los sectores de estudio (superior). Comparación entre el área simulada y observada. Para el área simulada se detallan los calados resultantes. Figuras de alta resolución (inferior).

Fig 2. Classification of the mapped paleostage indicators in the studied stretches (upper). Comparison between simulated and observed inundation area. We detail the water depth for the simulated area. High-resolution figures can be zoomed. (lower).

para la cuenca aforada proporcionó un valor del índice de éxito crítico de 0.898 y 0.854 para los sectores Z1SP y Z2SP, respectivamente.

Atendiendo a estudios previos, existe un reducido número de simulaciones con un índice de éxito crítico mayor a 0.7 (Wood et al., 2016); por lo que podemos afirmar que la delimitación del área de la inundación observada a partir del método propuesto muestra una correlación excelente con el área simulada.

Por tanto, el uso de evidencias de inundación remotas es una técnica válida para la reconstrucción paleohidrológica de crecidas recientes en cuencas tributarias agrícolas de alta pendiente. A nivel nacional, su utilización puede contribuir al refinamiento de los mapas de inundabilidad existentes en el Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables, conllevando una mejora de los instrumentos de prevención ante este fenómeno natural con la consiguiente reducción del coste asociado por parte de las administraciones públicas competentes.

En relación a la precipitación, el valor medio observado fue 38 mm frente a los 31.6 mm calculados mediante el método inverso propuesto. Por tanto, la correlación del área de drenaje y el caudal pico muestra un buen comportamiento para la estimación de la precipitación media de una cuenca vertiente. Adicionalmente, el método puede ser aplicable para reducir la alta incertidumbre en la determinación de la precipitación máxima probable dada por la baja densidad de las redes de medición y la alta irregularidad espacial propia de las precipitaciones convectivas.

La combinación de estas dos técnicas puede mejorar la metodología actual para el estudio de las inundaciones torrenciales en cuencas agrícolas de alta pendiente, repercutiendo en una minimización de los daños ocasionados a escala global, que se estiman que incrementen en las próximas décadas por el aumento de recurrencia debido a los procesos de cambio climático y usos del suelo (IPCC, 2013).

Conclusiones

El uso de ortofotografías es un método satisfactorio para la reconstrucción paleohidrológica de eventos torrenciales en cuencas tributarias agrícolas de alta pendiente. La correlación entre el área de drenaje y el caudal pico puede reducir la incertidumbre en la determinación de la precipitación media y máxima probable asociada a eventos repentinos. La asociación de ambas técnicas puede contribuir a una mejora de las herramientas de prevención en una escala local, nacional y global frente a un fenómeno que incrementará en recurrencia durante las próximas décadas según las proyecciones climáticas actuales.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el MINECO-FEDER (UE) en el marco del proyecto SEDRETO CGL2015-70736-R. J.D.d.M.E. agradece el contrato predoctoral BES-2016-079117 (MINECO/FSE, UE).

Bibliografía

Bates, P. y de Roo, A.P. 2000. A simple raster-based model for flood inundation simulation. Journal of Hydrology 236 (1-2), 54–77.

Bohorquez, P. y del Moral-Erencia, J.D. 2017. 100 Years of Competition between Reduction in Channel Capacity and Streamflow during Floods in the Guadalquivir River (Southern Spain). Remote Sensing 9 (7), 727.

Cea, L. y Bladé, E. 2015. A simple and efficient unstructured finite volume scheme for solving the shallow water equations in overland flow applications. Water Resources Research 51 (7), 5464-5486.

Fraile-Jurado, P. y Ojeda-Zújar, J. 2013. The importance of the vertical accuracy of digital elevation models in gauging inundation by sea level rise along the Valdelagrana beach and marshes (Bay of Cádiz, SW Spain). Geo-Marine Letters 33 (2-3), 225-230.

IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Wood, M., Hostache, R., Neal, J., Wagener, T., Giustarini, L., Chini, M., Corato, G., Matgen, P., Bates, P. 2016. Calibration of channel depth and friction parameters in the LISFLOOD-FP hydraulic model using medium-resolution SAR data and identifiability techniques. Hydrology and Earth System Sciences 20, 4983–4997.

Entomogeomorfología: condicionantes geomorfológicos evolutivos en la distribución de coleópteros del género *Iberodorcadion* en la cuenca alta del río Alberche (Cuenca del Tajo, provincia de Ávila)

A. Díez-Herrero[1], F.A. Montes[2] y M. Tomé[3]

[1] *Instituto Geológico y Minero de España, IGME, Madrid, Madrid*
[2] *Calle Antonio Machado 17-1º A, 28035 Madrid, Madrid*
[3] *Proyecto Iberodorcadion - RedIRIS:*

ENTOMOGEOMORPHOLOGY: EVOLUTIONARY GEOMORPHOLOGICAL CONDITIONS IN THE DISTRIBUTION OF COLEOPTERA OF THE GENUS IBERODORCADION IN THE UPPER BASIN OF THE ALBERCHE RIVER (TAJO BASIN, PROVINCE OF ÁVILA, SPAIN): The present study advances, at a descriptive, interpretative and even predictive level, how some fluvial captures and migrations of river channels during the Quaternary have changed the disposition of the fluvial network in the upper Alberche (Tagus River Basin, Central Spain), conditioning the distribution of *Iberodorcadion* species (*Coleoptera*, *Cerambycidae*), with a general view at basin scale, and details in certain streams. In addition, if the geomorphological evolution is coeval to the evolution of the *Iberodorcadion* species, as their speciation and hybridization, and these processes can be dated by genetic techniques, the entomological information could provide quantitative data on the minimum and / or maximum ages of processes and geomorphological phenomena (such as river captures), becoming a new source of useful dating in geomorphology. All this is a first step, still very preliminary, in giving a body of doctrine to a new subdiscipline of geomorphology, which studies these relationships with entomology, and which, tentatively, could receive the name of entomogeomorphology.

Palabras clave: captura fluvial, entomogeomorfología, *Iberodorcadion*, Alberche, Ávila
Key words: fluvial capture, entomogeomorphology, *Iberodorcadion*, Alberche, Ávila

Introducción

Desde hace siglos se ha descrito e interpretado el condicionamiento que las formas del relieve ejercen sobre la distribución espacial y la composición taxonómica de las comunidades vegetales y animales, y que son estudiadas por disciplinas científicas como la biogeografía. Sin embargo, ese condicionamiento muchas veces ha sido considerado como un factor estático e inerte, sin tener en cuenta el papel fundamental del tiempo en la evolución geomorfológica (migración de cauces, evolución de vertientes, etc.) y de los procesos geomorfológicos súbitos (avenidas, movimientos del terreno, aludes de nieve, capturas fluviales...) en la distribución espacial de los taxones biológicos. Tan sólo disciplinas modernas como la dendrogeomorfología o la liquenometría, y su aplicación al conocimiento de los procesos geomorfológicos y la edad de las formas, han introducido estos parámetros temporales en los condicionantes biogeográficos.

El género de insectos *Iberodorcadion* Breuning, 1943 (*Coleoptera, Cerambycidae*), está ampliamente representado en la Península Ibérica con más de un centenar de especies, subespecies y formas híbridas descritas (Tomé, 2013; Fig. 1 y 2). Se trata de coleópteros ápteros (sin alas) y sin capacidad natatoria, y que por lo tanto no pueden cruzar corrientes fluviales, que suponen barreras biogeográficas para los individuos adultos y las fases larvarias. Varias de estas especies están presentes en la Sierra de Gredos, y más concretamente en la cuenca alta del río Alberche (provincia de Ávila), donde a lo largo de las últimas décadas se ha estudiado su distribución espacial y dinámica poblacional (Proyecto *Iberodorcadion*,– RedIRIS http://entomologia.rediris.es/iberodorcadion/).

Por otro lado, la geomorfología e hidrología fluvial de esta cuenca alta del Alberche está estudiada desde hace dos décadas, con estudios morfodinámicos y morfoevolutivos (Díez-Herrero et al., 1996) y cartografías geomorfológicas detalladas a escalas 1:50.000 o superiores (Díez-Herrero, 2001-2003). En estos estudios se describieron numerosos ejemplos de fenómenos de captura fluvial, migración de cauces, erosión remontante y otros procesos que han conllevado la variación

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

de la posición de los canales fluviales en el tiempo (Fig. 3). El objetivo de este trabajo es analizar, a nivel descriptivo, interpretativo e incluso predictivo, cómo algunas capturas fluviales y migraciones de cauces a lo largo del Cuaternario han cambiado la disposición de la red fluvial en el alto Alberche, condicionando la distribución de las especies de *Iberodorcadion*, con una visión general a escala de cuenca, y detalles en determinados arroyos y ríos, donde esta hipótesis se puede corroborar o refutar por falta de otros datos.

Materiales y métodos

El presente estudio se ha abordado desde una doble perspectiva metodológica, primero geomorfológica clásica (cartografía geomorfo-



Fig. 1. *I. segovianum* en su medio natural (Sierra de Gredos)
Fig. 1. I. segovianum *in its natural environment (Sierra de Gredos).*



Fig. 2. *I. ghilianii en su medio natural (Sierra de la Paramera)*
Fig. 2. I. ghilianii *in its natural environment (Sierra de la Paramera).*



Fig. 3. Vista oblicua de la imagen de satélite de la cuenca alta del río Alberche (curso continuo quebrado en azul) y sus principales afluentes, con indicación de los paleocauces abandonados descritos en Díez-Herrero (2001-2003).
Fig. 3. Oblique view of the satellite image of the upper basin of the Alberche river (continuous broken course in blue) and its main tributaries, with an indication of the abandoned palaeo-valleys described by Díez-Herrero (2001-2003).

lógica y reconocimiento de formas en campo; Díez-Herrero et al., 1996; Díez-Herrero, 2001-2003) y paralelamente entomológica; para finalizar con la integración y comparación de los resultados de ambas aproximaciones.

Materiales y métodos entomológicos

Además de numerosos recorridos de campo con observación, clasificación taxonómica y muestreo de ejemplares, se han utilizado los siguientes materiales de comparación:

I. ghilianii (Chevrolat, 1862): Serie típica del *Muséum National d'Histoire Naturelle* de Paris y colecciones del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid. Ejemplares de diferentes poblaciones de la Sierra de Guadarrama, Sierra de Malagón, Sierra de Avila, Sierra de la Paramera, La Serrota y cuencas de los ríos Adaja y Alberche, depositados en las colecciones de P. Berger, A. Montes, M.A. Sobrino, J.L. Zapata, y M. Tomé.

I. abulense (Lauffer, 1902): Series típicas de los taxones *abulense* y *umbripenne* del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid. Ejemplares de diferentes poblaciones de la Sierra de la Paramera, La Serrota y cuenca del río Alberche, depositados en las colecciones de P. Berger, A. Montes, M.A. Sobrino, J.L. Zapata, y M. Tomé.

I. segovianum (Chevrolat, 1862) Serie típica del *Natural History Museum* de Londres y colecciones del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid. Ejemplares de diferentes poblaciones de la Sierra de Piedrahita, Sierra de Gredos y cuencas de los ríos Alberche y Tormes, depositados en las colecciones de P. Berger, A. Montes, M.A. Sobrino, J.L. Zapata, y M. Tomé.

Resultados e interpretación

La distribución de las especies de *Iberodorcadion (I. ghilianii, I. segovianum*; *I. abulense*) en la cuenca alta del río Alberche (Cuenca del Tajo, Gredos oriental, provincia de Ávila), se muestra en la Figura 4e.

Confrontando ambas fuentes de información, entomológicas y geomorfológicas, en la cuenca del río Alberche se puede comprobar cómo los límites de la distribución espacial de especies tales como *I. ghilianii, I. segovianum* e *I. abulense* parecen seguir a rasgos generales los cauces actuales de los principales ríos; sobre todo el río Alberche, cuya margen izquierda (septentrional) está predominantemente ocupada por *I. ghilianii* e *I. abulense*, mientras que la margen derecha (meridional) está ocupada por *I. segovianum*. Sin embargo, esta aparente simplicidad en la distribución de especies se ve trastocada en determinados sectores de la cuenca, en los que parece que *I. segovianum* ha cruzado el río Alberche y ocupado la margen izquierda (septentrional).

En la zona occidental del mapa de la Figura 4, la penetración hasta las proximidades de Cepeda la Mora podría ser comprensible ya que este taxón ocupa la Sierra de Villafranca hasta el Pto. de Chía y sería lógico imaginar esta progresión a lo largo de la ribera izquierda del río. Pero en la zona oriental resulta muy enigmática la presencia de *I. segovianum,* puesto que habría cruzado un cauce importante ocupando las tierras de Hoyocasero, Navalosa y Navalacruz. La única explicación lógica para este 'paso' del río Alberche por parte de *I. segovianum*, es que la repoblación por esta especie de este sector se produjera antes del cambio de disposición de

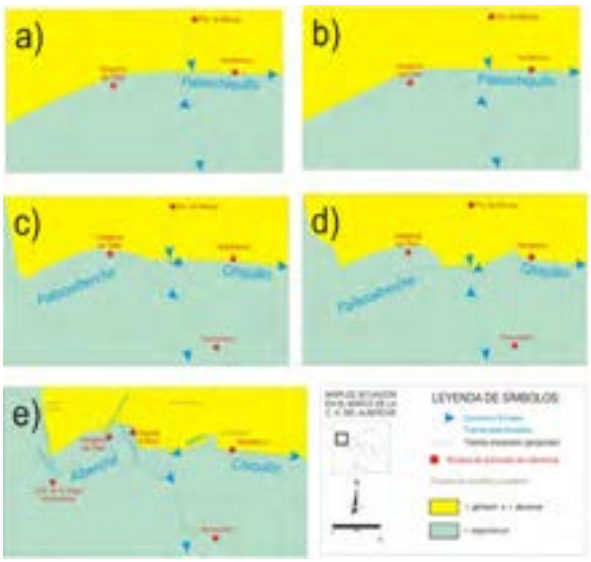


Fig. 4. Evolución temporal de la distribución de especies de *Iberodorcadion*, de forma paralela a los procesos de capturas fluviales en la cuenca alta del río Alberche, desde el Cuaternario inferior (a) a la actualidad (e).
Fig. 4. Temporal evolution of the distribution of Iberodorcadion *species, in parallel to river capture processes in the upper basin of the Alberche river, from the lower Quaternary (a) to the present (e).*

la red actual, esto es, previa a las capturas fluviales descritas para esta cuenca, y de los procesos de migración de cauces. De esta forma, la evolución temporal de los cauces habría condicionado la disposición e hibridación de las especies de *Iberodorcadion* (Fig. 4).

Esta hipótesis no sólo permite interpretar la actual disposición de las especies y su evolución en el tiempo, en paralelo a las capturas fluviales, sino que permite hacer predicciones sobre la evolución de las especies y su hibridación en el futuro, sabiendo cuál es la evolución geomorfológica prevista. Efectivamente, el sector de la cabecera del arroyo Chiquillo, al oeste de Navalacruz, como avanzará por erosión remontante hacia el oeste (hasta converger con la cabecera del arroyo Astillero, al que capturará), dejará una porción del territorio de forma cuadrangular, que actualmente está ocupada por *I. segovianum* (ver Figura 4e), y que una vez producida la captura, tendrá hibridación con *I. ghilianii*.

Además, si la evolución geomorfológica es coetánea a la evolución de las especies de *Iberodorcadion*, así como su especiación e hibridación, y estos procesos pueden ser datados por técnicas genéticas, la información entomológica podría aportar datos cuantitativos sobre las edades mínimas y/o máximas de procesos y fenómenos geomorfológicos (como las capturas), convirtiéndose en una nueva fuente de datación útil en geomorfología. Todo ello supone un primer paso, aún muy preliminar, para crear una nueva subdisciplina de la geomorfología que estudie estas relaciones con la entomología, y que tentativamente podría llamarse entomogeomorfología. Disciplina que también estudiaría cómo la textura de los suelos y la coloración de las rocas también condiciona la distribución de fenotipos de *Iberodorcadion*, como los ejemplares de coloración clara sobre los leucogranitos del afloramiento de Venero Claro (Navaluenga).

Bibliografía

Díez-Herrero, A., Pedraza, J. y Alonso-Azcárate, J. 1996. Evolución cenozoica de la fosa de Garganta del Villar (Sistema Central español). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe 21, 59-77.

Díez-Herrero, A. 2001-2003. Geomorfología e Hidrología fluvial del río Alberche. Modelos y SIG para la gestión de riberas. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 587 pp.+ anexo + CD-ROM.

Tomé, M. 2013. Nueva revisión del género *Iberodorcadion* Breuning, 1943 (*Coleoptera*, *Cerambycidae*): Revalidación de la sinonimia de los subgéneros. Arquivos Entomolóxicos 9, 183-195.

Peligrosidad y riesgo de inundaciones en Pajares de Pedraza (Arahuetes, Segovia) y su incorporación al planeamiento urbanístico

A. Díez-Herrero[1], J. Garrote[2], N. Bernal[2], L. Martins[1], M. Hernández[1] y J.M. Bodoque[3]

[1] *Instituto Geológico y Minero de España. IGME, Madrid, Madrid*
[2] *Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, Madrid*
[3] *Facultad de Medio Ambiente y Bioquímica, Universidad de Castilla-La Mancha, Toledo, Castilla La-Mancha.*

FLOOD HAZARD AND FLOOD RISK ASSESSMENT IN PAJARES DE PEDRAZA (ARAHUETES, SEGOVIA, CENTRAL SPAIN) AND THEIR INCORPORATION TO URBAN-PLANNING PROCESSES: The village of Pajares de Pedraza is placed in Central Spain, occupying the floodplain of the Cega river, that provokes interferences between the flood events and human activities for centuries in this small locality (only 20 registered inhabitants). For almost a decade, studies of flood frequency and flood magnitude analysis have been developed in Pajares de Pedraza, combining and integrating hydrologic-hydraulic, historic-documentary, botanic-dendrogeomorphological and geomorphological methodologies. Nevertheless, it was not until the publication of the Royal Decree-Law 638/2016 that this information has been applied to the land management, unlocking the municipal planning regulations, paralyzed in administrative processes since 2013 because of negative reports issued by the Water Authority. As a conclusion, just carrying out hazard and detailed risk analysis that incorporate all the different sources of information and methodologies (including, of course, geomorphological ones), it is possible to achieve a precise knowledge of the territory so as to adapt classes and categories of land-use to the natural hazard.

Palabras clave: inundación, planeamiento urbanístico, riesgo natural, Pajares de Pedraza, río Cega
Key words: flood, urban planning processes, natural risk, Pajares de Pedraza, Cega river

Introducción

Entre las principales aplicaciones y utilidades del análisis y cartografía de la peligrosidad y el riesgo por inundaciones siempre se citan las relacionadas con su incorporación a los procesos de planeamiento territorial y urbanístico, como medida preventiva no estructural de mitigación del riesgo.

Existe abundante bibliografía al respecto, en el que se analizan las herramientas y procedimientos para realizar dicha incorporación a escala europea, nacional, autonómica y local (Olcina, 2007; Garrido y Saunders [en prensa]). Sin embargo, la implementación resulta compleja por la falta de correspondencia directa y lineal entre los parámetros de la peligrosidad (severidad, dimensión espacio-temporal y probabilidad de ocurrencia) o del riesgo (social o económico), con las categorías de clasificación del suelo (rústico, urbano, urbanizable…) y las limitaciones de usos asociadas. De ahí que hayan sido muy pocos los municipios que hayan incorporado la cartografía de inundabilidad, peligrosidad o riesgo a su planeamiento urbanístico (Garrido, 2014), a pesar de lo dispuesto en la legislación nacional sobre el régimen del suelo (Real Decreto Legislativo 7/2015) y gestión del riesgo de inundación (Real Decreto 638/2016).

En este marco, el objetivo de este trabajo de síntesis es mostrar una experiencia de éxito en esta incorporación, en la que detallados estudios de inundaciones han servido para apoyar la aprobación definitiva del planeamiento urbanístico de un pequeño municipio del centro peninsular, tras una larga tramitación.

Zona de estudio, urbanismo y antecedentes técnicos

En el municipio de Arahuetes, situado en el piedemonte septentrional de la Sierra de Guadarrama (provincia de Segovia), se ubica la pedanía de Pajares de Pedraza, ocupando la llanura de inundación del río Cega (Figura 1). Ello ha producido una secular interferencia de los eventos de avenida con las actividades humanas de esta pequeña localidad, con apenas medio centenar de edificaciones y menos de una veintena de habitantes censa-

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.



Fig. 1. Mapa de localización de la localidad de Pajares de Pedraza.
Fig. 1. Pajares de Pedraza location map.

sados (más de 250 habitantes en periodo estival).

El planeamiento urbanístico del municipio de Arahuetes, ante la ausencia de normas municipales ni planes generales de ordenación, se ha regido durante décadas por las normas provinciales, que simplemente delimitaban de forma simple el suelo urbano y el suelo rústico; habiendo quedado desfasadas normativamente y faltas de actualización con la situación socio-económica de la localidad. Por ello, el Ayuntamiento de Arahuetes inició en el año 2011 la tramitación de unas nuevas Normas Urbanísticas Municipales (NNUUMM), gracias a una subvención de la Junta de Castilla y León y a través de dos estudios de arquitectura. Pero el proceso administrativo de aprobación sufrió reiteradas paralizaciones debidas a informes desfavorables por parte de la Confederación Hidrográfica del Duero en relación con, entre otras, la consideración del riesgo de inundación en el planeamiento, apoyado en estudios técnicos convencionales de la inundabilidad.

En paralelo, desde el año 2011 y hasta la actualidad, técnicos y científicos de diversos organismos públicos de la Administración General del Estado (Instituto Geológico y Minero de España, Ministerio de Economía, Industria y Competitividad), universidades públicas españolas (Castilla-La Mancha, Complutense de Madrid, Alcalá, Politécnica de Madrid, Politécnica de Valencia) y universidades extranjeras (Berna y Ginebra-Suiza; Texas A&M University-EE.UU.), realizan trabajos de investigación en Pajares de Pedraza y sus inmediaciones.

Metodologías de estudio

Se han desarrollado estudios de análisis de la frecuencia y magnitud de las inundaciones en Pajares de Pedraza, combinando e integrando metodologías hidrológico-hidráulicas (análisis estadístico de caudales, modelos 1D y 2D), histórico-documentales (archivos y hemerotecas), botánicas-dendro-geomorfológicas (descortezados e inclinados) y geomorfológicas. También se ha estudiado el riesgo económico empleando funciones magnitud-daño ultradetalladas, específicamente desarrolladas (Alvarenga, 2014; Garrote et al., 2017). Incluso dispone de análisis coste-beneficio de posibles medidas de mitigación del riesgo de índole estructural (diques, dragados, balsas de laminación, ampliación de puentes, talas de vegetación de ribera, etc.; Bernal, 2016). Finalmente se han pasado encuestas de percepción social del riesgo por parte de la población.

Resultados

Como resultado de todos esos estudios, esta localidad dispone de una inusitada colección de memorias y cartografías de inundabilidad, peligrosidad, exposición, vulnerabilidad y riesgo económico; a unas escalas y niveles de detalle acordes con las habituales en la planificación urbanística. Por ejemplo, los análisis coste-beneficio derivan en mejores ratios para medidas como las talas localizadas frente al recrecimiento de los diques y escolleras; o a la combinación de varias medidas concretas frente a las grandes obras como el nuevo puente). Tanto es así, que permiten ver detalles en los sectores sujetos a informes desfavorables en su propuesta inicial de clasificación (Figuras 2,3 y 4).

Propuestas y conclusiones

Gracias a estos estudios y cartografías ultradetalladas, se pudo proponer para estos sectores, su clasificación como Suelo Urbano Consolidado Residencial, imponiendo una serie de restricciones de uso y condicionantes

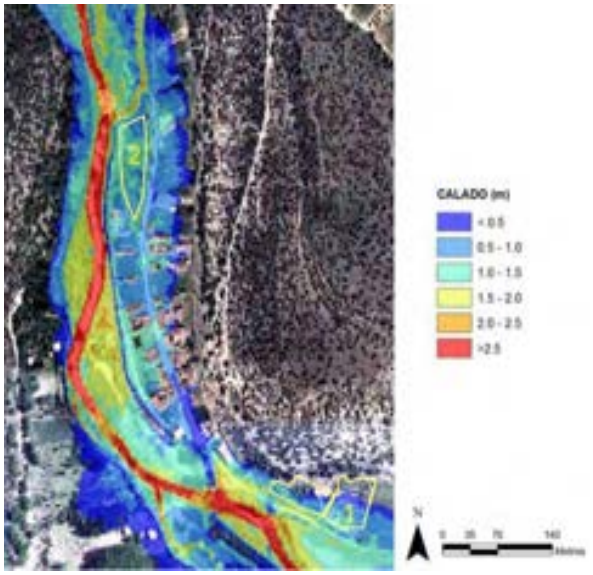


Fig. 2. Mapa de las zonas inundables en Pajares de Pedraza por la avenida de periodo de retorno de 500 años (T500), con indicación de los calados máximos alcanzables.
Fig. 2. Pajares de Pedraza flood-prone areas map for the 500 year return period flood (T500), indicating the maximum water depth.

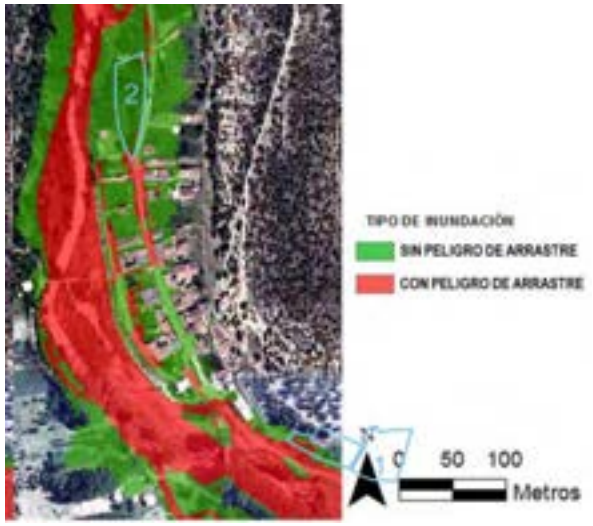


Fig. 4. Mapa de las zonas inundables en Pajares de Pedraza por la avenida de periodo de retorno de 100 años (T100), con indicación de las zonas con peligro de arrastre de las personas por calados y velocidades elevadas.
Fig. 4. Pajares de Pedraza flood-prone areas map for the 100-year return period flood (T100), indicating the hazard areas for people to be dragged.

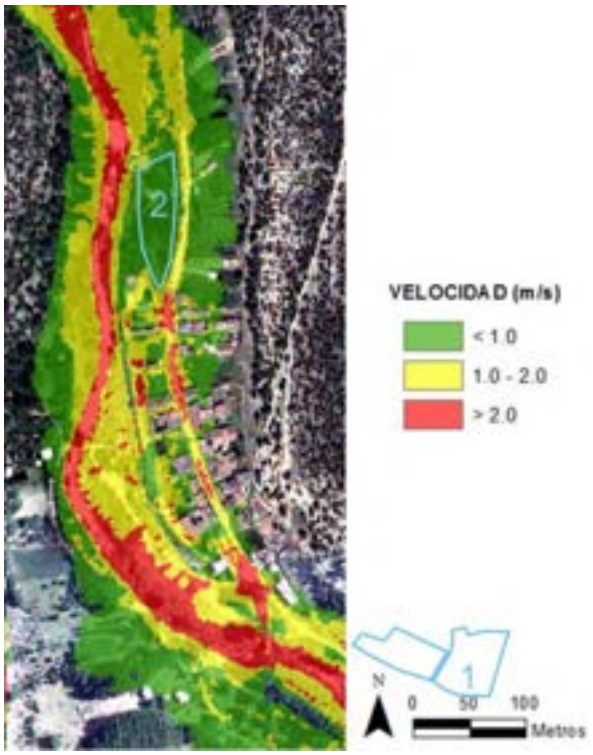


Fig. 3. Mapa de las zonas inundables en Pajares de Pedraza por la avenida de periodo de retorno de 500 años (T500), con indicación de las velocidades máximas alcanzables.
Fig. 3. Pajares de Pedraza flood-prone areas map for the 500-year return period flood (T500), indicating the maximum achievable speeds



Fig. 5. Mapa de las zonas inundables en Pajares de Pedraza por la avenida de periodo de retorno de 500 años (T500), con indicación de las zonas con peligro de daños estructurales a los edificios por calados y velocidades elevadas.
Fig. 5. Pajares de Pedraza flood-prone areas map for the 500-year return period flood (T500), indicating the areas with hazard of structural damage to buildings by drafts and high speeds

Nota: Todas las cartografías de base están extraídas del estudio de Alvarenga (2014) y sobre ellos están situados los dos sectores (1 y 2) de las NUM de Arahuetes, cuya clasificación se informó inicialmente desfavorable por la CHD.
Note: All the basic cartographies are taken from the study by Alvarenga (2014) and on them are located the two sectors (1 and 2) of the NUM of Arahuetes, whose classification was initially reported unfavorable by the CHD

de seguridad, del tipo:

Sector 1: imposibilidad de edificación con carácter residencial en la parte baja de las parcelas, próxima al camino que las bordea por el suroeste, quedando delimitada la zona edificable residencial al sector medio superior de las parcelas (fuera de la zona inundable para la T500); obligatoriedad de habilitar nuevos accesos para tráfico rodado alternativos al actual próximo al río, por la parte superior de las parcelas, que garanticen la evacuación de personas y enseres fuera de la zona inundable por la T500.

Sector 2: obligatoriedad de sobreelevar las edificaciones dedicadas a viviendas, al menos un metro sobre rasante, con imposibilidad de construir bajo rasante (sótanos, bodegas, garajes subterráneos); obligatoriedad de que las edificaciones tengan, al menos dos plantas, o un aprovechamiento bajo cubierta con acceso al tejado, para eventuales evacuaciones y rescate en sucesos catastróficos; obligatoriedad de disponer las líneas de suministro de energía, comunicaciones, abastecimiento y saneamiento, adecuadamente protegidas o elevadas para la eventual sumersión bajo lámina de agua.

En ambos casos, para los dos sectores, se obligará a los promotores a suscribir una declaración responsable, que presentarán ante la Administración hidráulica (CHD), en la que exprese claramente que conoce y asume el riesgo existente y las medidas de protección civil aplicables al caso, comprometiéndose a trasladar esa información a los posibles afectados.

No obstante, a pesar de esta enorme disponibilidad de estudios y cartografías de peligrosidad y riesgo de inundación, no ha sido hasta la publicación del Real Decreto 638/2016 cuando se ha podido trasvasar esta información a la ordenación territorial, desbloqueando la tramitación de normas urbanísticas municipales.

Con ello se puede concluir que sólo con un análisis de peligrosidad y riesgo detallado, que incorpore todas las posibles fuentes de información y metodologías (incluidas, por supuesto, las geomorfológicas), se puede conseguir un conocimiento de un territorio suficientemente preciso, como para permitir adaptar las categorías y clases de suelo a la peligrosidad natural.

Agradecimientos

Diversos proyectos de investigación se han sucedido en la financiación de los estudios en Pajares de Pedraza: Dendro-Avenidas, MAS Dendro-Avenidas, MARCONI y ahora DRAINAGE CGL2017-83546-C3-3-R (MINEICO/AEI/FEDER, UE). Agradecimiento extensivo al Ayuntamiento de Arahuetes (Alcalde Pedro Blanco), los arquitectos Pedro Pastor y Carmen Andrés; los vecinos de Pajares de Pedraza; y la Confederación Hidrográfica del Duero.

Bibliografía

Alvarenga, F.M. 2014.Valoración del riesgo de inundaciones en Pajares de Pedraza (Segovia) a partir de la aplicación de diferentes modelos hidráulicos (uni- y bi-dimensionales). Comparación de resultados y análisis de calidad. Trabajo Fin de Máster, Universidad Alcalá de Henares, 110 pp.

Bernal, N. 2016. Análisis coste-beneficio de la aplicación de medidas de mitigación del riesgo de inundaciones en Pajares de Pedraza (Segovia). Trabajo Fin de Máster. Máster Universitario en Geología Ambiental, Especialidad de Riesgos Geológicos. Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 55 pp. + anexos (inédito).

Garrido, J. 2014. Prevención de riesgos naturales y geotécnicos a través de la legislación sectorial y la ordenación territorial y urbanística. La evaluación ambiental estratégica y los riesgos en la planificación urbanística española. Tesis doctoral. Universidad de Granada, Granada, 244 pp.

Garrido, J. y Saunders, W.S.A. [en prensa]. Disaster Risk Reduction and Land Use Planning: opportunities to improve practice". XIII International Association of Engineering Geology Congress. San Francisco, USA.

Garrote, J., Alvarenga, F.M., Díez-Herrero, A. 2016. Quantification of flash flood economic risk using ultra-detailed stage–damage functions and 2-D hydraulic models.Journal of Hydrology 541, 611-625.

Olcina Cantos, J. 2007. Riesgo de inundaciones y ordenación del territorio en España. Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua, Murcia, 381 pp.

Monitorización de procesos geomorfológicos activos para la gestión del patrimonio geológico en el Geoparque de la Comarca de Molina-Alto Tajo (Guadalajara)

A. Díez-Herrero, J. Vegas, M. Hernández, J. Luengo,
L .Carcavilla y A. García Cortés

Instituto Geológico y Minero de España, IGME, Madrid, Madrid

GEOMORPHIC ACTIVE PROCESSES MONITORING FOR THE MANAGEMENT OF THE GEOLOGICAL HERITAGE IN THE MOLINA-ALTO TAJO UNESCO GEOPARK (GUADALAJARA REGION): A full year experimental monitoring of environmental parameters and their impact on the geological heritage elements (fossilized Triassic footprints) located in the Molina-Alto Tajo UNESCO Geopark (Guadalajara, Central Spain) has been carried out. To that end, an atmospheric thermometer, a rock surface thermometer, a rain gauge and an analogic jointmeter have been installed with the aim of recording several variables. It was intended to quantify the incidence in the geoheritage elements conservation status of active geomorphological processes such as physical weathering (frost weathering, thermal stress weathering), chemical weathering (karstification), mass movements (rockfalls, landslides), unconcentrated and concentrated runoff. The results obtained and its correlation and comparison with other nearby meteorological observatory of extensive series, allow characterizing the real activity (or not) of these geomorphological processes in this territory. Frost weathering and active periglacial processes show a low incidence; however, thermal stress could be important in rock weathering.

Palabras clave: icnita, lugar de interés geológico, monitorización, crioclastia, termoclastia.
Key words: footprint, geosite, processes monitoring, frost wedging, thermal stress weathering.

Introducción y objetivo

En el Geoparque Mundial de la UNESCO de la Comarca de Molina-Alto Tajo (Guadalajara) existen icnitas fósiles triásicas, declaradas en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG) e incluidas en la propuesta del catálogo de *Global Geosites*.

Se llevó a cabo la monitorización instrumental, durante un año completo, de parámetros ambientales y su incidencia en estos elementos patrimoniales (Díez-Herrero et al., 2017). El objetivo en este nuevo trabajo es cuantificar la incidencia de procesos geomorfológicos activos, como la meteorización física (crioclastia efectiva, termoclastia), en el estado de conservación y evolución temporal afectando a estos elementos patrimoniales.

Fuentes de datos y métodos

El sistema instrumental estuvo compuesto de cuatro aparatos, dos para la monitorización ambiental y dos para la monitorización de la roca soporte de las icnitas:

- Pluviómetro digital Rain Collector HOBO (Davis Instruments), de registro continuo, con almacenador digital de datos y resolución de 0,2 litros por golpe de cazoleta basculante.
- Termómetro digital HOBO (Davis Instruments), para la medida de la temperatura ambiental del aire, colocado a apenas 10 cm de la superficie de la roca, con una resolución de centésima de grado y una periodicidad de toma de medidas de 15 minutos.
- Fisurómetro recto analógico de precisión (modelo FI007 de G.I.S. Ibérica), que mide los movimientos relativos a ambos lados de la diaclasa (Figura 01), con graduación mínima de 0,5 mm y rangos de medición de ±20 mm en la horizontal y ±10 mm en la vertical.
- Termómetro digital HOBO (Davis Instruments), para la medida de la temperatura de la superficie de la roca, insertado en una de las diaclasas semi-abiertas del banco de areniscas que contiene las icnitas (Figura 1).

De forma complementaria también se ha recopilado información meteorológica de la estación de la Agencia Española de Meteorología (gracias al convenio de intercambio gratuito de información entre la AEMET y el IGME) más próxima a la localización del LIG, situada en la localidad de Molina de Aragón (Guadalajara): indicativo climatológico 3013;

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.



Fig. 1. Parte del sistema de monitorización instrumental instalado en el afloramiento con icnita (i), donde se observan dos diaclasas (líneas rojas) en las que se ubican el fisurómetro (f) y el termómetro de medida en el interior de la roca (t_T).
Fig. 1. A portion of the instrumental monitoring system installed in the outcrop with icnite (i), where two rock-joints (red lines) are observed in which the fissurometer (f) and the measuring thermometer in the interior of the rock (t_T) are located.

altitud 1062 m s.n.m.; coordenadas geográficas, latitud 40° 50' 30'' N, longitud 1° 52' 44'' O. Concretamente se tomaron los siguientes datos:

• Temperaturas máxima, mínima y media diarias, y precipitación diaria; para todo el periodo disponible (desde el 01-09-1949 a 28-01-2017).

• Precipitaciones horarias (desde el 01-11-1996 al 10-09-2017), en formato digital; incluyendo el periodo de monitorización instrumental (entre el 12-12-2016 y 28-08-2017).

• Temperaturas y precipitaciones, con la mayor resolución temporal disponible (10 minutal), para el periodo disponible (desde el 10-05-2009 al 10-09-2017), en formato digital; incluyendo el periodo de monitorización instrumental.

Resultados y conclusiones

Utilizando toda esta información, se han obtenido, mediante análisis con hojas de cálculo (*MS Excel*), siete grupos de resultados y correlaciones de interés geomorfológico:

Resultados de parámetros ambientales

• Incidencia de la meteorización física potencial por crioclastia efectiva en el periodo de monitorización (2016-2017) en el entorno del elemento patrimonial: número de ciclos hielo-deshielo que ha sufrido la roca con disponibilidad de agua; esto es, número de veces en los que la temperatura ha descendido por debajo de 0ºC, y previamente se ha producido precipitación en el día anterior (>0 mm), con temperaturas sobre 0ºC.

• Incidencia de la meteorización física potencial por termoclastia intensa en el periodo de monitorización (2016-2017) en el entorno del elemento patrimonial: número de eventos de cambios de temperatura con velocidades superiores a 2ºC/minuto (valor umbral establecido en la bibliografía; Díez-Herrero et al., 2017).

• Incidencia de la meteorización física potencial por crioclastia efectiva en el periodo de monitorización (2016-2017) en Molina de Aragón: número de ciclos hielo-deshielo que ha sufrido la roca con disponibilidad de agua; esto es, número de veces en los que la temperatura ha descendido por debajo de 0ºC, y previamente se ha producido precipitación en el día anterior (>0 mm), con temperaturas sobre 0ºC.

• Incidencia de la meteorización física potencial por termoclastia intensa en el periodo de monitorización (2016-2017) en Molina de Aragón: número de eventos de cambios de temperatura con velocidades superiores a 2ºC/minuto (Figura 2).

• Evolución temporal de la incidencia de la meteorización física potencial por crioclastia efectiva en el periodo de datos diarios disponibles en Molina de Aragón (1949-2017): número de ciclos hielo-deshielo por año que ha sufrido la roca con disponibilidad de agua (Figura 3).

El análisis de estos gráficos y múltiples tablas se puede resumir en los siguientes resultados sintéticos, a modo de conclusiones:

• El número de días anuales de crioclastia efectiva en la estación de la AEMET en Molina de Aragón es muy fluctuante en los últimos 70 años, con una leve tendencia decreciente hacia el presente. La evolución hacia el futuro para las dos próximas décadas parece tender a una media de 20 días por año con este fenómeno.

• El número de eventos con posible termoclastia efectiva en la roca, medidos en la temperatura ambiente de la estación de la AEMET de Molina de Aragón es muy variable durante la última década, destacando el año 2013, cuando se produjeron más de medio centenar de eventos en primavera-verano.

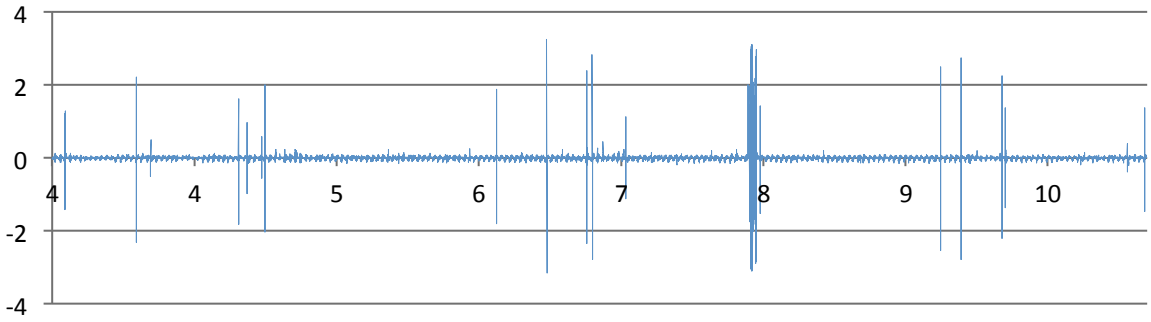


Fig. 2. Variación minutal de la temperatura (ordenadas, en grados centígrados) como media de los intervalos diezminutales, para la estación meteorológica de la AEMET en Molina de Aragón entre abril y octubre de 2013 (abcisas). Los valores de variación superiores a 2ºC de ascenso (positivos) o descenso (negativos) pueden activar fenómenos de termoclastia en la roca, por dilatación o contracción, como ocurrió repetidamente en el mes de agosto (8).

Fig. 2. Minimal variation of the temperature (ordinates, in Celsius degrees) as the average of the ten-minute intervals, for the meteorological observatory of the AEMET in Molina de Aragón between April and October 2013 (abscissa). The values of variation higher than 2ºC of increment (positive) or decrease (negative) can activate thermoclastic phenomena in the rock, by dilation or contraction, as happened repeatedly in the month of August (8).

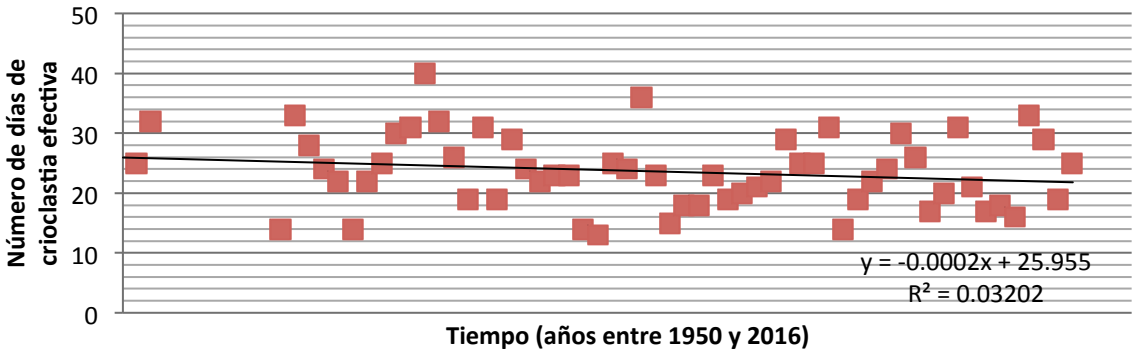


Fig. 3. Ajuste de tendencia lineal en la evolución temporal del número de días con eventos de crioclastia efectiva en la estación meteorológica de la AEMET en Molina de Aragón, entre 1950 y 2016, con un intervalo sin datos entre 1952 y 1961.

Fig. 3. Linear trend adjustment in the time evolution of the number of days with effective cryoclastic events in the meteorological observatory of the AEMET in Molina de Aragón, between 1950 and 2016, with an interval without data between 1952 and 1961.

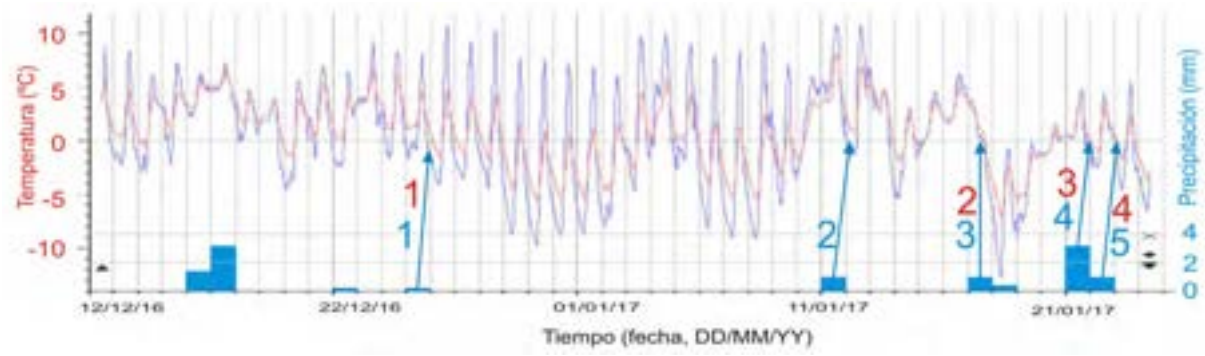


Fig. 4. Variación de la temperatura ambiente (línea azul) y de la roca soporte (línea roja), y precipitación registrada diaria (barras azules), en el entorno del elemento patrimonial entre el 12 de diciembre de 2016 y el 24 de enero de 2017. Se aprecia cómo aunque en el ambiente hay hasta ciclo ciclos de gelifracción efectiva (números azules), tan sólo 4 de ellos afectaron potencialmente a la roca (números rojos).

Fig. 4Variation of the environment temperature (blue line) and the host-rock (red line), and daily recorded precipitation (blue bars), in the vicinity of the geoheritage element between December 12, 2016 and January 24, 2017. It could be appreciated how although in the environment there are up to cycles of effective gelifraction cycles (blue numbers), only 4 of them potentially affected the rock (red numbers).

• La variación de la temperatura ambiental en el entorno de los elementos patrimoniales (icnitas) en la primavera y verano de 2017 ha sido importante, pero en ningún caso supera

los 8ºC cada 15 minutos, por lo que no conlleva termoclastia potencial en la roca.

Resultados de parámetros en la roca soporte

Utilizando toda esta información, se han realizado los siguientes dos tipos de análisis y correlaciones de interés geomorfológico:

• Incidencia de la meteorización física potencial por crioclastia efectiva en el periodo de monitorización (2016-2017), en la roca donde se ubica el elemento patrimonial: número de ciclos hielo-deshielo que ha sufrido la roca con disponibilidad de agua; esto es, número de veces en los que la temperatura ha descendido por debajo de 0ºC, y previamente se ha producido precipitación en el día anterior (>0 mm) (Figura 4).

• Incidencia de la meteorización física potencial por termoclastia intensa en el periodo de monitorización (2016-2017) en la roca donde se ubica elemento patrimonial: número de eventos de cambios de temperatura con velocidades superiores a 2ºC/minuto (valor umbral establecido en la bibliografía).

El análisis de estos gráficos se puede resumir en los siguientes resultados sintéticos:

• El número de ciclos de crioclastia efectiva en el invierno 2016-2017 es menor que la media de número de días anuales de crioclastia efectiva en la estación de la AEMET en Molina de Aragón; pero puede que sea motivado por la escasez de precipitaciones de este año hidrológico frente a los anteriores.

• La variación de la temperatura en la roca soporte de los elementos patrimoniales (icnitas) en la primavera y verano de 2017 ha sido importante, pero apenas supera los 6ºC cada 15 minutos, por lo que no conlleva termoclastia potencial en la roca; y estas variaciones están atenuadas respecto a las medidas en la temperatura ambiental para el mismo periodo.

• Existe una buena correlación lineal (R^2= 0,85) entre la temperatura ambiental y la medida en la roca soporte de los elementos patrimoniales, pero siempre es ligeramente superior en la roca soporte, con cierta inercia térmica respecto a la temperatura ambiental.

Recomendaciones de gestión

A la vista de los resultados se podría hacer una serie de consideraciones y recomendaciones:

- Establecimiento de un perímetro de protección en torno a los elementos patrimoniales, que debe abarcar un área más amplia que el propio banco de roca, en la que deben estar prohibidas actividades antrópicas que modifiquen la cobertura arbórea y arbustiva que condiciona la insolación que recibe la roca con los elementos patrimoniales, cambiando así la absorción de calor y la inercia térmica de la roca para prevenir los ciclos de gelifracción efectivos nocturnos.

- Realización de cunetas y drenes perimetrales de la arroyada de ladera en la parte superior a los estratos de roca con elementos patrimoniales, para impedir la llegada de agua a la roca soporte y sus fisuras, desviando lateralmente el flujo a otros barrancos y regueros de la ladera.

- Realizar un mantenimiento del porte y envergadura de la vegetación arbustiva y arbórea que produce sombras y oculta-miento solar al elemento patrimonial y su roca soporte. Para ello se pueden hacer tareas forestales o bien hacer compatible un pastoreo adecuadamente gestionado del perímetro de protección.

Agradecimientos

Se agradece a la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha la concesión del proyecto de investigación arqueológica y paleontológica que ha financiado estos trabajos. Al Geoparque Mundial de la UNESCO de la Comarca de Molina- Alto Tajo; y a la AEMET por suministrar los datos meteorológicos gracias al convenio con el IGME (Miguel Mejías, coordinador).

Bibliografía

Díez-Herrero, A., Luengo, J., Vegas, J., Hernández, M., Carcavilla, L., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Moratalla, J., Baeza, E. y García-Cortés, A. (2017). Propuesta de monitorización instrumental para la geoconservación del LIG "Icnitas de reptiles triásicos" en el Geoparque de la Comarca de Molina-Alto Tajo (Guadalajara). Cuadernos del Museo Geominero 21, 155-161.

Evaluación cartográfica de la vulnerabilidad social ante inundaciones a escala intra-municipal. Aplicación al municipio de Navaluenga (Ávila)

A. González-Sayago[1], M.J. Perles-Roselló[1], L. Martins[2] y A. Díez-Herrero[2]

[1] *Departamento de Geografía, Universidad de Málaga, Málaga, Andalucía*
[2] *Área de Riesgos Geológicos, Instituto Geológico y Minero de España, IGME, Madrid, Madrid*

CARTOGRAPHIC ASSESSMENT OF SOCIAL VULNERABILITY TO FLOODS IN AN INTRA-MUNICIPAL SCALE. CASE STUDY OF NAVALUENGA (ÁVILA, SPAIN): Vulnerability to floods has been an item with a careless appearance, versus dangerousness, in the risk management processes. These studies have traditionally focused on the economic loss potential estimation as equivalent to vulnerability, and/or on socio-economic indicators of the inequity of the society addressed at a regional or global scale. In this statement, results of vulnerability to flood at intra-municipal scale (Navaluenga urban centre, Ávila) are provided, obtained from a methodology designed not only for the description of the vulnerability, but also for the resolution of specific vulnerability problems identified in previous flood events. The addressed problems refer to vulnerability versus danger or threat during the flood crisis. After this, the statement reflects on the performances that a cartography of vulnerability against floods aimed at risk management at local level should provide, and the difficulties, constraints and possibilities of the data sources for mapping social vulnerability versus flood.

Palabras clave: riesgos naturales, inundaciones, vulnerabilidad social, cartografía, río Alberche
Key words: natural hazards, floods, social vulnerability, cartography, Alberche river

Introducción

El interés de este estudio de inundaciones nace de la necesidad de aportar metodologías que permitan dar el salto desde el análisis y la cartografía de la vulnerabilidad a escala regional al análisis de la vulnerabilidad a escala local (intra-municipal), puesto que tras la promulgación de la Directiva Europea de inundaciones (2007/60/EC), los avances normativos en el contexto español apuntan a la necesidad de llevar a cabo una gestión a escala local del riesgo de inundación, por lo que se hace necesario consensuar métodos de orientación aplicada que permitan discriminar la vulnerabilidad frente al riesgo a nivel intra-municipal.

Por su parte, y en relación con el nivel de detalle del trabajo, la escala local tiene sus limitaciones y dificultades, en lo que se refiere a fuentes de información detallada y adscripción espacial de esa información: unidades espaciales, preferentemente administrativas, que no se adaptan fácilmente a la expresión espacial de la peligrosidad de inundación, por lo que es difícil encajar ambas fuentes de información. Por tanto, este hecho nos confirma que emplear un nivel de detalle como supone la escala local requiere esfuerzos de adaptación de las variables empleadas a los datos y fuentes de información disponibles para su ejecución. Ello, a veces, supone una tarea de homogeneización que ha de ser considerada como fundamental, para de este modo continuar avanzando en la cartografía de la gestión del riesgo, pasando a ser de este modo una herramienta útil para la resolución de los problemas asociados y/o derivados de la inundación. Los objetivos del presente trabajo se centran en mostrar los resultados aplicados al municipio de Navaluenga de una cartografía de vulne-rabilidad social orientada hacia la gestión de problemas del riesgo, así como realizar una reflexión sobre las principales dificultades halladas en la adquisición de información y las estrategias empleadas para su resolución.

Antecedentes

Navaluenga ha sufrido inundaciones históricas debido al desbordamiento tanto del río Alberche como del arroyo del Chorrerón, a su paso por el municipio. Aunque ninguna de las inundaciones ha revestido consecuencias catastróficas, llama la atención la alta frecuencia de eventos de este tipo durante las últimas décadas.

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

De ese interés surgieron los primeros estudios de peligrosidad y riesgo de inundación, mediante el empleo de modelos hidrológico-hidráulicos en los años 90s; y la aplicación, mediante SIG, de metodologías para el cálculo automático de rutas óptimas de evacuación en el municipio a principios de siglo.

Posteriormente, desde inicios de esta década, los estudios se centraron en la vulnerabilidad económica del municipio, mediante la aplicación de análisis del riesgo de inundaciones combinados con modelos hidrometeorológicos calibrados y la generación de distintos escenarios de inundación con el establecimiento de curvas calado-daño; y la estimación de las pérdidas económicas esperables a partir de los diferentes escenarios y las incertidumbres derivadas de los mismos, teniendo en cuenta la aplicación de diferentes medidas prevéntivas para determinar las medidas óptimas para la reducción del riesgo.

En la actualidad, la vulnerabilidad del municipio ha sido estudiada desde diferentes puntos de vista. Por un lado, en función de la percepción del riesgo (Bodoque et al., 2016) y la aplicación del análisis geoestadístico en la percepción del riesgo (Guardiola et al., 2017); y, de otra parte, con la construcción de un índice integrado de vulnerabilidad social intermunicipal aplicado a las áreas urbanas (Aroca et al., 2017), aplicando análisis estadísticos multivariantes -ACP-.

Metodología

La metodología empleada, siguiendo la propuesta por Perles et al. (2017), tiene como objetivo la generación de un conjunto de documentos cartográficos relativos a la vulnerabilidad frente al peligro o amenaza durante la crisis de inundación, los cuales permiten identificar las zonas del territorio más susceptibles de recibir daños en función de la fragilidad de la población o los bienes que se ubican en ellas, si bien en esta ocasión se han elaborado exclusivamente dos de los mapas del citado catálogo, el cual contiene más de una docena de mapas:

- Mapa de Concentraciones de población según su grado de aislamiento. Centros de trabajo.
- Mapa de Sectores del territorio con especiales necesidades de socorro.

Los pasos para la elaboración de cada uno de los mapas seleccionados han sido los siguientes:

Elaboración del mapa de Concentraciones de población según su grado de aislamiento. Centros de trabajo.

Identificación de la concentración de población

Con el objetivo de identificar las concentraciones de población en los centros de trabajo, al carecer de fuentes de información que nos proporcionen datos de los centros de trabajo en la zona, se ha optado por realizar una identificación y selección de aquellas instalaciones con diferentes usos, especialmente del sector servicios (alimentación, cuidado personal, restauración, seguros y finanzas, etc.), que se encuentran dentro de la zona inundable (T500, del río Alberche y del arroyo del Chorrerón) e implican concentraciones de trabajadores y/o usuarios, a partir del trabajo de campo llevado a cabo en el municipio. De este modo, se han digitalizado los centros de trabajo, y se han calculado su tamaño en función de la superficie del centro de trabajo (m^2) que vienen dados en las bases de datos de las fuentes de información catastral de la Dirección General del Catastro (DGC). Por último, los intervalos empleados en su gradación se basan en los referidos en Perles et al. (2017).

Asignación del grado de aislamiento

En cuanto al grado de aislamiento, este se ha llevado a cabo con el objetivo de identificar el aislamiento de la población en dos categorías: total, para aquellas manzanas de viviendas que se encuentran flanqueadas al completo por la lámina de inundación; parcial, para aquellas manzanas en las que alguno de los flancos de los edificios queda liberado (sin entrar en contacto) de la lámina de inundación, y desde los cuales se podría acceder a los mismos. Para la realización de éste, se han empleado tanto la zona inundable (T500) como la información catastral de las viviendas afectadas, y mediante fotointerpretación se ha cartografiado el área final de cada tipo de aislamiento.

Elaboración del mapa Sectores del territorio con especiales necesidades de socorro.

Identificación de edificaciones que acogen población dependiente

De una parte, se ha procedido a la identificación de edificaciones que acogen a población dependiente, en función de si esta se encuentra en centros dotacionales que prestan servicio a la comunidad, ya sea por motivos de edad (guardería) o de dependencia (personas con discapacidad), a partir de diferentes entrevistas con actores sociales y responsables de los citados centros. De esta forma, se han localizado en la cartografía catastral.

Identificación de edificaciones con dificultades para el refugio debido a su tipología

Por otro lado, se han identificado aquellos edificios que, encontrándose en la zona inundable (T500), carecen de posibilidad de refugio en una segunda planta o en una terraza. Este proceso se ha realizado a partir de la selección de aquellos edificios que careciesen de estas características, y que por tanto su tipología edificatoria sea igual a una única planta (I) o una única planta más sótano (-I+I). La información empleada se extrajo, de igual forma, de la Dirección General del Catastro.

Resultados

En relación con el mapa de Concentraciones de población según su grado de aislamiento. Centros de trabajo (Fig. 1), encontramos un total de 17 centros de trabajo con un aislamiento parcial, siendo en su amplia mayoría centros de trabajo de tamaño medio (50-500 m^2), si bien se incluye el único centro de trabajo de mayor tamaño (> 500m^2); mientras que hasta un total de 42 centros de trabajo ostentan un aislamiento total, siendo aproximadamente la mitad de cada una de las categorías, de pequeño (>50 m^2) y mediano (50-100 m^2) tamaño de centro, categoría en la que se encuentra, por ejemplo, el Ayuntamiento de Navaluenga.

En relación con la distribución de los centros de trabajo, podemos comprobar como en su inmensa mayoría, estos se concentran en

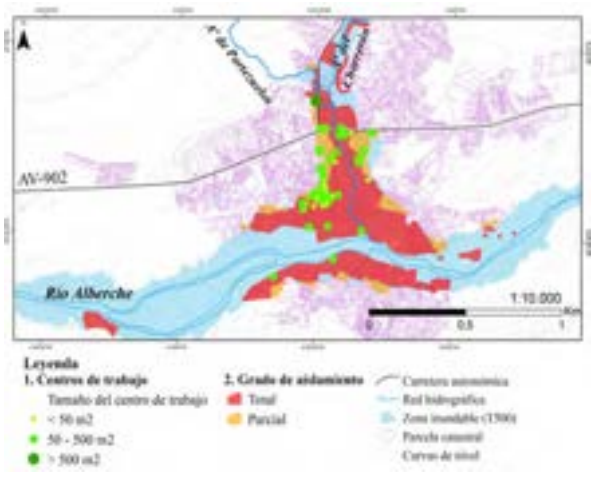


Fig. 1. Mapa Vp4.3.: Concentraciones de población según su grado de aislamiento. Centros de trabajo.
Fig. 1. Vp4.3. Map: Concentrations of population accor-ding to their degree of isolation. Work centres.

el casco urbano del municipio, especialmente en el caso de la calle Iglesia, la cual se conforma como la vía de acceso principal hacia el casco histórico del municipio, constituyendo el cardo meridional, desde la carretera de Madrid (AV-902).

De otra parte, en lo relativo a los Sectores del territorio con especiales necesidades de rescate (Fig. 2), se ha conseguido identificar: un centro infantil (guardería), del que desconocemos el promedio de infantes matriculados; un centro de estancia diurna para personas con discapacidad, en el que se encontraban matriculados en 2017 un promedio total de 20 alumnos, cifra que oscila anualmente debido a la renovación del alumnado debido al desistimiento de parte del mismo, ya sean residentes del propio municipio o de municipios cercanos, si bien en los últimos años se mantiene constante; y, por último, se han llegado a contabilizar hasta un total de 230 edificios sin posibilidad de refugio, si bien ha de tenerse en consideración que muchos de los mismos se encuentran en situación de abandono o en un estado de conservación deficiente y/o ruinoso, por lo que sería conveniente realizar un exhaustivo estudio de detalle. Finalmente, cabe reseñar que los dos primeros centros se encuentran en el límite de la zona inundable, con un grado de aislamiento parcial; mientras que el resto de los edificios se encuentra distribuido de una manera aleatoria por el municipio, sin un patrón claro.

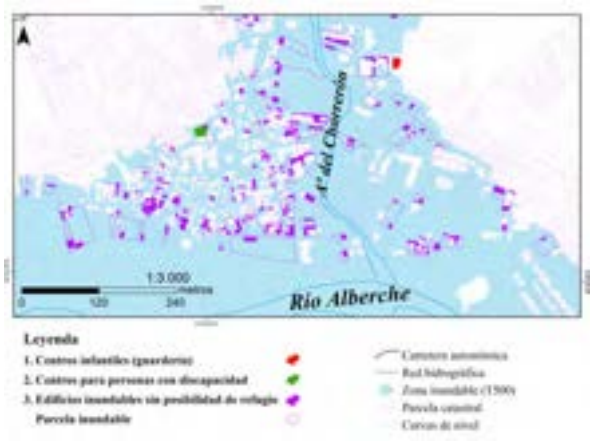


Fig. 2. Mapa Vp5.1.: Sectores del territorio con especiales necesidades de socorro.
Fig. 2. Vp5.1. Map: Sectors of the territory with special needs for relief.

De este modo, algunas de las medidas de mitigación de los problemas apuntados por los anteriores mapas podrían ir desde:

Fase pre-catástrofe: a) previsión de zonas de mayor demanda de tareas de asistencia por aislamiento; b) previsión de zonas con posibles necesidades de reubicación temporal de la población; c) previsión de necesidades para el plan de albergue y asistencia social, así como para el plan sanitario.

Fase simultánea a la catástrofe: a) dotación de servicios básicos a la población aislada para el caso de los principales centros de trabajo con grandes concentraciones de población susceptibles de quedar aislados; b) mejora en la velocidad y cobertura de la evacuación; c) mejora en las medidas de reubicación temporal y de albergue.

Conclusiones

Como se ha podido comprobar, la propuesta de evaluación cartográfica de la vulnerabilidad social aplicada al municipio de Navaluenga constituye una herramienta detallada, si bien han de destacarse las adaptaciones realizadas en función de las diferentes fuentes de información empleadas para el desarrollo de esta, y de la desagregación, validez y calidad de los datos expresados en la cartografía.

De igual forma, se constata que las metodologías de vulnerabilidad social desarrolladas en los últimos años y basadas en análisis estadístico multivariante, con un marcado carácter intermunicipal, no son en ningún caso incompatibles con la propuesta que se realiza en este documento; si bien se hace patente la necesidad de avanzar hacia una aplicación y concepción de la cartografía a escala intra-municipal, como variable determinante para la fase de gestión del riesgo.

Agradecimientos

Estos trabajos se enmarcan en el proyecto de investigación del CGL2017-83546-C3-3-R (MINEICO/AEI/FEDER, UE). Agradecemos la colaboración prestada por el Ayuntamiento de Navaluenga, la Junta de Castilla y León y cuantas entidades e instituciones facilitaron información.

Bibliografía

Aroca-Jiménez, E., Bodoque, J.M., García, J.M., Díez-Herrero, A., 2017. Construction of an integrated social vulnerability index in urban areas prone to flash flooding. Natural Hazards and Earth System Sciences, 17, pp. 1541-1557.

Bodoque, J.M., Amérigo, M., Díez-Herrero, A., García, J.A., Cortés, B., Ballesteros-Cánovas, J.A., Olcina, J., 2016. Improvement of resilience of urban areas by integrating social perception in flash-flood risk management. Journal of Hydrology, Elsevier, 541, pp. 665-676.

Guardiola-Albert, C., Díez-Herrero, A., Amérigo, M., García, J.A., Bodoque, J.M., Fernández-Naranjo, N., 2017. Geostatistical analysis of the flood risk perception in the village of Navaluenga (Central Spain). Geophysical Research Abstracts, vol. 19, EGU2017-4655 (poster).

Perles-Roselló, M.J., Sortino-Barrionuevo, J.F., Cantarero-Prados, F., 2017. Cartografía de la vulnerabilidad del territorio frente al riesgo de inundación. Propuesta adaptada a la directiva europea de inundaciones y normativas derivadas. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 75, pp. 341-372.

El LIDAR aéreo, una técnica para mejorar la completitud de los inventarios de deslizamientos

M. Guinau[1,2], M. Ortuño[1,2], G. Serrano[1], V. Náquira[1], M. Asencio[1], A. Sobrino[1], G.B. Subiela[1] y G. Furdada[1,2]

[1] *Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, Barcelona, Catalunya*
[2] *Grupo de investigación RISKNAT, Instituto GEOMODELS, Universitat de Barcelona, Barcelona, Catalunya*

AIRBORNE LIDAR, A TECHNIQUE TO IMPROVE THE COMPLETENESS OF LANDSLIDE INVENTORIES: Landslide inventories have been traditionally based in aerial-photo interpretation and field inspection. These techniques are insufficient to detect some mass movements characterized by subtle landforms, especially in areas covered by vegetation. This work shows some examples of landslide identification and characterization applied to different settings. Some of the studied cases have been identified for the first time thanks to the High Resolution (1-2 m) Digital Terrain Models (HRDTM) derived from aerial LiDAR data and the possibility of eliminating the forest cover. The approach followed and applied to several areas of the Pyrenees enables to recognize landforms totally imperceptible with aerial photographs and even with conventional DTM (5 m). The incorporation of LiDAR data in the regional mapping represents a remarkable advance in the completion of the mass movement's catalog and will eventually contribute to a better understanding of the factors controlling them.

Palabras clave: caracterización de movimientos de ladera, LiDAR aéreo, MDT de alta resolución, Pirineo
Key words: Mass movement's characterization, aerial LiDAR, High resolution DTM, Pyrenees

Introducción

Tradicionalmente, los movimientos de ladera se han detectado, cartografiado y analizado a partir de la interpretación de imágenes satélite o de fotografías aéreas y observaciones en campo. Actualmente los datos de LiDAR aéreo permiten obtener datos topográficos 3D de extensas áreas con una resolución espacial sub-métrica (Heritage y Large, 2009), abriendo un nuevo paradigma en la identificación y caracterización de los deslizamientos.

Esta técnica permite identificar morfologías indetectables con las técnicas convencionales por diversos motivos: 1) permiten una visión global de áreas extensas aportando una ventaja sobre las observaciones de campo; 2) permiten la eliminación de la vegetación aportando una visión de las morfologías del terreno en zonas vegetadas, limitación infranqueable con la observación de fotografías aéreas o imágenes satélite; y 3) permiten la obtención de Modelos Digitales del Terreno de alta resolución (*High Resolution Digital Terrain Models* - HRDTM) que permiten identificar pequeños cambios de pendiente difíciles de detectar a partir de fotogrametría (Razak, 2014), especialmente en zonas montañosas forestadas (Ortuño et al., 2017).

En este trabajo se cartografían deslizamientos no identificados previamente en los Pirineos a través del análisis de morfologías sutiles (< 1 m de altura) interpretadas desde HRDTM. Esta metodología permitirá aumentar la completitud de los inventarios ya existentes.

Localización y descripción de las zonas de estudio

Se estudian cinco zonas piloto situadas en el Pirineo central-oriental (Fig. 1). Las zonas de Portainé, Tírvia, la Vall d'Àssua y Montardit corresponden a sub-cuencas del río Noguera Pallaresa (cuenca del Ebro). La quinta zona se sitúa en el valle de Ruda (Valle de Aran).

En las zonas de Portainé, Tírvia y Montardit no existía un inventario previo de deslizamientos.

En la Vall d'Àsua, la cartografía realizada por Furdada (1988) ha servido para comprobar el potencial de los datos LiDAR para completar el inventario existente. Se ha evaluado el potencial del uso del LiDAR con la caracterización de la geometría del deslizamiento del valle de Ruda, conocido con anterioridad (Ortuño, 2008).

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

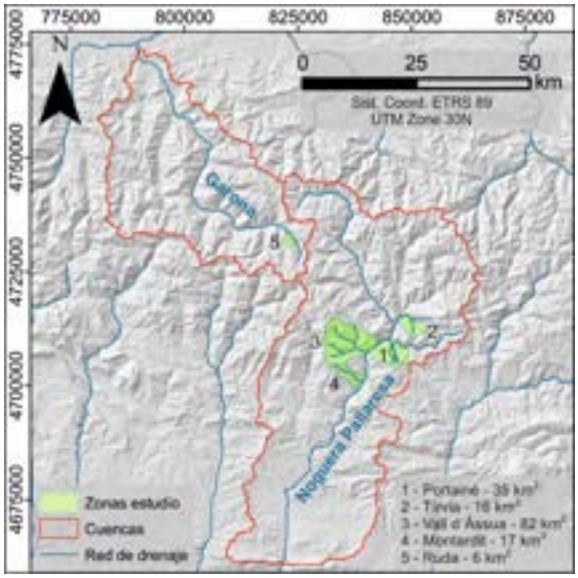


Fig. 1. Situación de las zonas de estudio
Fig. 1. Location of the study zones

Las zonas de estudio están formadas por rocas metasedimentarias de edad Cambro-Ordovícica, Silúrica y Devónica con un alto grado de esquistosidad. Además, en algunas cabeceras de cuencas de la Vall d'Àssua, Portainé y Montardit afloran depósitos periglaciares, glaciares y de canchales cuaternarios (ICGC, [en línea]).

Metodología

Obtención de HRDTM y hillshades

Los datos LiDAR de este estudio se obtuvieron con un dispositivo AL50-II (Leica) (proyecto LiDARCat, ICGC, 2018); fueron procesados por el *Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya* (ICGC), obteniendo una nube de puntos con una densidad de 0.8 a 2.86 puntos/m^2., de los que se filtró la vegetación con el programa Terrascan (Terrasolid, 2016) y filtrado manual. A partir de los puntos terreno se obtuvieron HRDTM de 1 y 2 m de resolución. De estos HRDTM se derivaron varios modelos de sombra - hillshades con la herramienta ArcGIS Spatial Analyst (ESRI, 2016). Estos mapas enfatizan morfologías que son oblicuamente iluminadas, pero ocultan las que son paralelas a la iluminación, particularmente cuando se trata de formas alongadas (Bennett et al., 2012). Por esta razón, los hillshades se crearon con una altitud de iluminación constante de 45º y azimut variable: 45º, 135º, 225º y 315º (Fig. 2).

La visualización de los hillshades del terreno en 3D en ArcScene, en múltiples perspectivas, facilitó la identificación de morfologías confusas en una visión planimétrica (2D) en ArcMap (ambas aplicaciones de ESRI, 2016).

Análisis geomorfológico

La detección y descripción de morfologías asociadas a los deslizamientos se ha realizado con el análisis integrado de *hillshades* (1 y 2 m) visualizados en 2D y 3D, estereoscopía de fotos aéreas (1:26.000 – 1:30.000), ortofotos (1:5.000) y DTM convencionales (5 m). Éste

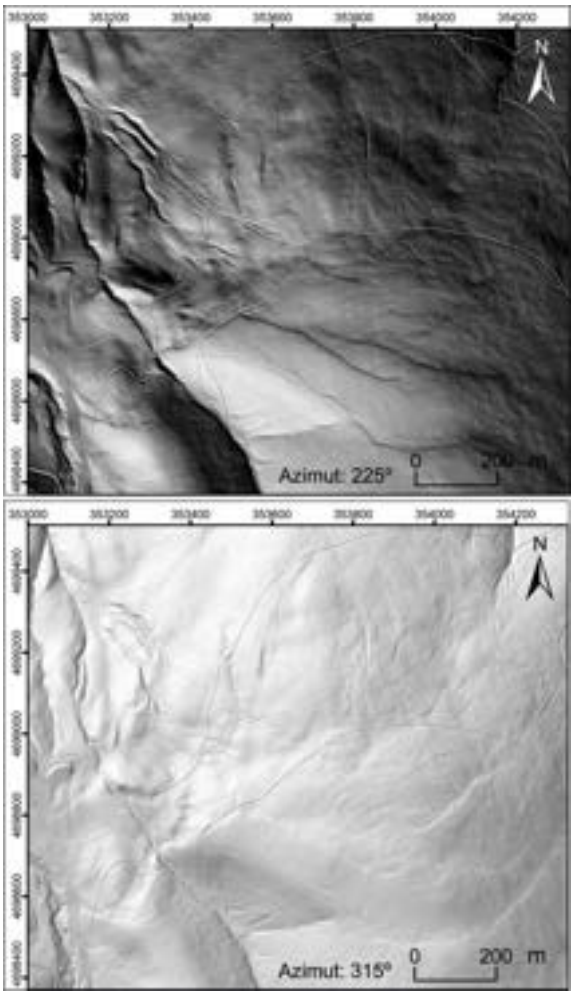


Fig. 2. Comparación de hillshades de la zona de Portainé en azimut 225º (superior) y 315º (inferior) donde se aprecia la diferencia entre estructuras evidentes en cada uno (Sist. Coord. ETRS89, Zona 31N).
Fig. 2. Hillshades comparison of the Portainé area in azimuth 225º (upper) and 315º (lower) showing the difference between structures visible in each one.

permitió una descripción sistemática de morfologías según su geometría, orientación, apariencia, tamaño y relación con la pendiente de la ladera.

En Portainé se realizó un análisis comparativo entre la visibilidad de algunas estructuras a partir de métodos tradicionales y con el uso de LIDAR (Tabla 1, Ortuño et al., 2017).

En las 5 zonas se realizaron observaciones de campo comprobando la existencia, dimensiones y apariencia de las morfologías identificadas.

A partir de las formas reconocidas se interpretó la tipología del movimiento teniendo en cuenta; 1) la geometría de las asociaciones de escarpes, su posición y orientación respecto a la ladera, 2) el perfil de la ladera, 3) la litología, 4) la orientación relativa de los escarpes en relación a la estructura, y 5) la localización de la inestabilidad respecto la red de drenaje principal.

Resultados

Zona de Portainé

Se han identificado 9 áreas afectadas por movimientos de ladera que no habían sido cartografiados con anterioridad, a excepción de uno en cabecera (Hartevelt, 1969). La mayoría están concentradas en zonas de divisoria de aguas y en cabeceras de los valles con pendientes suaves (10º-17º), mayoritariamente forestadas.

Las áreas afectadas muestran asociaciones de escarpes típicos de *Deep Seated Gravitational Slope Deformations* (DSGSD) y flujos de tierra, entre otros tipos (Tabla 1, Ortuño et al., 2017).

Zona de Tírvia

Se han identificado 69 escarpes, 42 lineaciones (arroyos, líneas de colinas, surcos de erosión u otros elementos) y 85 plataformas asociados a deslizamientos (Fig. 3), de los cuales sólo 22 escarpes, 40 lineaciones y 35 plataformas son identificables con fotointerpretación.

El análisis comparativo entre los resultados de la fotointerpretación y el análisis de los *hillshades*, desvela que la fotointerpretación permite identificar algunas de las morfologías existentes, pero en la mayoría de los casos no permite asociarlas a un proceso determinado. De estas formas, el 44% fueron falsos positivos, indicando que estas morfologías eran aparentes en las fotografías aéreas.

Zona de La Vall d'Àssua

Se han identificado y caracterizado geomorfológicamente 27 deslizamientos (todos cartografiados previamente por Furdada, 1988). No obstante, la interpretación de *hillshades* ha mejorado la identificación y definición de escarpes, rellanos y zonas de acumulación de material. Esto ha mejorado sustancialmente la descripción de las tipologías, los mecanismos de movilización, así como los posibles factores condicionantes de los deslizamientos.

Zona de Montardit

Se han identificado 3 movimientos de ladera de grandes dimensiones, (superficies entre 1 y 2 km^2). Son deslizamientos rotacionales profundos o DSGSD. También 4 deslizamientos rotacionales de dimensiones medias (entre 10.000 y 200.000 m^2). Y finalmente, zonas con inestabilidades de pe-

Longitud (L) y altura (H) de los escarpes (min/máx)	Visible en imágenes aéreas (S, si / N, no)	Visible en MDT 5 m (S, si / N, no)
L (100/1000 m) H (0,3/15 m)	N (solo escarpe principal)	N
L (312 m) H (10/25 m)	N	S
L (60/223 m) H (0,5/3,5 m)	S (en ortofoto sin vegetación)	N
L (86/900 m) H (1/15 m)	S (solo escarpe principal)	S
L (60/300 m) H (1/25 m)	S	S
L (80/1043 m) H (2,5/4 m)	N (solo escarpe principal)	N
L (30/280 m) H (0,5/5 m)	N	N

Tabla 1. Características de los escarpes asociados a algunas de las inestabilidades del terreno (filas) identificadas en la zona de Portainé y su detección, o no en imágenes aéreas y MDT convencionales (5 m).

Table 1. Characteristics of the scarps associated with some instabilities (rows) identified in the Portainé area and their detection, or not in aerial images or conventional MDT (5 m).

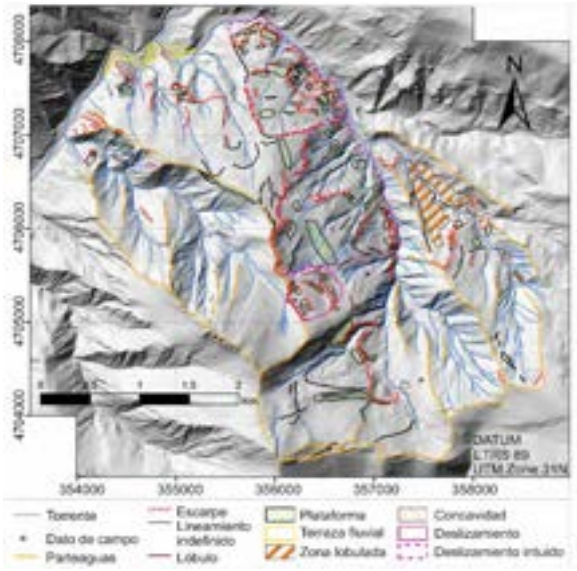


Fig. 3. Cartografía geomorfológica de la zona de Tírvia.
Fig. 3. Geomorphologic map of the Tírvia zone.

queñas dimensiones (superficies < 10.000 m^2),incluyendo desprendimientos, deslizamientos planares o creep superficial (Hungr et al. 2014). Sus morfologías asociadas están muy erosionadas y la mayoría de ellas han sido sólo detectadas gracias a la interpretación de *hillshades*.

Zona de Ruda

Se ha realizado un estudio geomorfológico detallado de un único deslizamiento (30 hm^3) en la vertiente oeste del valle de Ruda, realizando una descripción de las grietas y escarpes en la cabedera y otras morfologías asociadas al cuerpo y pie de la deformación como canales y zonas de acumulación de bloques en canchales o conos de deyección. El análisis sugiere que se trata de una expansión lateral probablemente activa en la actualidad. Además, se han identificado morfologías asociadas a procesos cársticos y glaciares, posiblemente condicionantes y desencadenantes de la inestabilidad de la ladera.

Discusión y conclusiones

Los resultados de este trabajo muestran que las cartografías derivadas de datos topográficos de alta resolución LiDAR son una potente herramienta, permitiendo la detección y caracterización de deslizamientos aun cuando estos únicamente están representados por morfologías sutiles y/o se encuentran en zonas forestadas. En este estudio se han podido detectar escarpes con alturas de 0,3 a 1 m sólo detectables con la utilización de HRDTM (1 y 2 m). Otros escarpes mayores, localizados en zonas forestadas, han sido también sólo detectables con HRDTM. Para las inestabilidades con una limitada expresión geomorfológica, el uso de HRDTM puede ser la única herramienta para identificarlas y cartografiarlas. En ocasiones, los escarpes asociados a estas inestabilidades pueden ser intuidos en imágenes aéreas como contrastes lineales en la vegetación. No obstante, su continuidad es difícil de detectar incluso en el campo, especialmente bajo el bosque, y pueden ser mal interpretadas fácilmente por falta de contextualización. Los datos LiDAR aportan así información clave, contribuyendo a la mejora de los inventarios de inestabilidades de terreno.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido posible gracias a AGAUR 2009-SGR-520 Grupo RISKNAT, a los Proyectos CHARMA (MINECO: CGL2013-40828-R) y PROMONTEC (MINEICO-FEDER: CGL2017-84720-R) y a los fondos del Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC, Ref.: AP-035/13).

Bibliografía

Bennett, R., Welham, K., Hill, R.A., Ford, A., 2012. A comparison of visualization techniques for models created from airborne laser scanned data. Archaeological Prospection 19, 41–48.

Furdada, G., 1988. Estudi Geomorfològic de la Vall d'Àssua i marge dret de la ribera de Sort (Pallars Sobirà). Tesi de Llicenciatura. Dpt. Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia; Universitat de Barcelona. (182 pp i 1 mapa).

Hartevelt, J.J.A., 1969. Geological Map of Central Pyrenees. Sheet 10. (Esc. 1:50.000).

Heritage, G.L., Large, A.R.G., 2009. Laser Scanning for the Environmental Sciences. Wiley-Blackwell.

ICGC en línea. Mapa Geológico 1:50.000. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya. http://www.icc.cat/vissir3/

ICGC, 2018. http://www.icgc.cat/Administracio-i-empresa/Descarregues/Elevacions/Dades-lidar

Ortuño, M., 2008. Deformación activa en el Pirineo Central: la falla Norte de la Maladeta y otras fallas activas. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona: 346 p.

Ortuño, M., Guinau, M., Calvet, J., Furdada, G., Bordonau, J., Ruiz, A., y Camafort, M., 2017. Potential of airborne LiDAR data analysis to detect subtle landforms of slope failure: Portainé, Central Pyrenees. Geomorphology 295, 364-382.

Razak, K.A., 2014. Airborne Laser Scanning: for Forested Landslides Investigation in Temperate and Tropical Environments. The Netherlands.

Terrasolid, 2016. TerraScan User's Guide. Helsinki, Terrasolid Ltd.

Seguimiento del transporte de sedimentos mediante trazadores en el río Leitzaran

J. Horacio[1], A. Ibisate[2], I. Sánchez-Pinto[2], J. Beltrán de Lubiano[2] y A. Ollero[3]

[1] *Departamento de Xeografía, Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, Galicia.*
[2] *Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco, UPV/EHU, Álava, País Vasco*
[3] *Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, Aragón*

SEDIMENT TRANSPORT MONITORING THROUGH TRACERS IN THE LEITZARAN RIVER: Bed load sediment transport is being monitored in a reach of Leitzaran River affected by the removal of Oioki dam. 300 sediments were tracked using RFID techniques in 3 different points: control (out of the effects of the reach affected by the dam), upstream and downstream the dam. The preliminary results showed that the 33.0% of the sediments inserted in the river in 2016 were found during the 2017 fieldwork campaign. The higher number of sediments was found in the upstream sample point whereas their displacement lengths and volume were the lower ones. Meanwhile the sediments of the control point had longer and higher volume of transported sediments, doubling that of downstream sample point.

Palabras clave: carga de fondo, trazadores, RFID, derribo de presa, Gipuzkoa
Key words: bedload, tracers, RFID, dam removal, Gipuzkoa

Introducción

Este estudio se enmarca en los trabajos de eliminación de obstáculos transversales y recuperación de la continuidad longitudinal en el río Leitzaran (Gipuzkoa) iniciados en el año 2013 con el que se inició un seguimiento geomorfológico de la respuesta en la morfología fluvial de dichas actuaciones (Ollero et al., 2014, Ibisate et al., 2016). En el marco del proyecto LIFE IREKIBAI se, ha puesto en marcha el derribo de la presa de Oioki (Fig. 1), que tiene una altura de 4 m y presenta un embalsamiento de ~675 m de longitud.

El elevado volumen de sedimentos atrapado en el embalse, y su futura liberación con el derribo de la presa, supondrá la reactivación de procesos geomorfológicos que afectan a la ecología del río y a las estructuras antrópicas presentes aguas abajo, por lo que es importante tenerlo en cuenta a la hora de gestionar este tipo de actuaciones.

Este estudio se centra en el seguimiento de la carga de fondo del río Leitzaran en tres tramos: aguas arriba del embalse, en el tramo embalsado y aguas abajo de la presa. Los resultados alcanzados han servido para obtener una primera estimación del volumen de sedimento movilizado por el río previamente al derribo de la presa.

Metodología

Se han seleccionado tres puntos de muestreo (PM en adelante) en el ámbito de afección de la presa de Oioki, uno por cada tramo identificado (tramo control –TC– localizado a 2.224 m aguas arriba de la presa y fuera de su influencia, tramo aguas arriba de la presa de Oioki –TAA– a 452 m de la presa, y tramo aguas abajo –Taa– a 595 m de la presa) (Fig. 1).

Los PM se seleccionaron en barras siguiendo cuatro criterios: (i) disponibilidad de sedimentos expuestos (libres de vegetación) y sueltos (no acorazados); (ii) de longitud y anchura notable, las máximas posibles según las características que ofrece la



Fig. 1. Localización de los puntos de muestreo en la zona de estudio
Fig. 1. Location of the sampling points in the study area.

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

	Intervalos Wentworth		
	Inferior d_{50}	d_{50}	*Superior* d_{50}
TC	45,3≥Ø<64	64≥Ø<90,5	90,5≥Ø<126
TAA	45,3≥Ø<64	64≥Ø<90,5	90,5≥Ø<126
Taa	64≥Ø<90,5	90,5≥Ø<126	126≥Ø<25

Tabla 1. Intervalos de tamaño de sedimento empleados para insertar trazadores. En color gris el intervalo descartado en cada tramo por su baja dimensión para insertar trazadores y seguir el mismo criterio en todos los tramos.
Table 1. Sediment size intervals used to insert tracers. In grey color the interval discarded in each reach due to its low dimension to insert tracers and follow the same criteria in all reaches.

zona de estudio; (iii) considerando las características morfológicas del lecho aguas abajo de la barra, es decir, las zonas de potencial movilidad de los sedimentos (esto facilitará la búsqueda de los trazadores en los posteriores trabajos de campo); y (iv) que las barras de los tres tramos sean de granulometría similar.

Se ha realizado una caracterización granulométrica para (i) conocer las características del tamaño del sedimento en cada PM y (ii) para determinar qué intervalos de tamaño se emplearán para hacer el seguimiento de movilidad de sedimentos mediante trazadores. El muestreo se hizo siguiendo el criterio de Wolman. En cada PM se midieron 300 sedimentos con ayuda de un gravelómetro graduado según la escala de intervalos de Wentworth. Sobre esta muestra se calculó el valor de la mediana (d_{50}) y se establecieron los tres intervalos adecuados para insertar los trazadores. Estos intervalos son: (i) el coincidente con el d_{50}, (ii) el inmediatamente superior y (iii) el inmediatamente inferior. En cada PM se seleccionaron 180 sedimentos, 75 correspondientes al intervalo del d_{50}, 75 del intervalo inmediatamente superior y 30 como reserva en caso de rotura durante la inserción del trazador. Se descartó el intervalo inferior a d_{50} porque su dimensión no permite insertar los trazadores. El intervalo inferior de Taa tiene un tamaño igual al d_{50} de los otros dos tramos, pero no se incluyó en la selección para seguir el mismo criterio en todos los tramos (Tabla 1).

La inserción de trazadores se estructuró en cinco etapas secuenciales: (a) agujereado de los sedimentos, (b) inserción del trazador, (c) morfometría del sedimento, (d) pintado de este, y (e) colocación de los trazadores en el río. Los sedimentos se ubicaron en terreno sobre la barra en una superficie de 1x1 m (1 m^2). En el centro se clavó una estaca pintada que se geolocalizó con GPS, siendo esta la coordenada del punto inicial del movimiento.

El transporte de la carga de fondo (i_b) de los tres tramos de estudio se estimó mediante la siguiente expresión dimensional (Hassan et al., 1991; Haschenburger y Church, 1998):

$$i_b = {}^{d}/_{t} \cdot w \cdot h \cdot (1-p) \cdot \rho \qquad \text{[Ec. 1]}$$

donde, d es la distancia media de desplazamiento del sedimento, t es el tiempo de duración del episodio de transporte, w y h son la anchura y profundidad de la capa activa (sedimento móvil), respectivamente, p es la porosidad del sedimento y ρ es la densidad del grano del mineral, para lo cual se asume un valor de 2650 kg m^{-3}.

Hasta la fecha se han realizado dos campañas de campo, 2016 y 2017, en las que se han introducido los trazadores, 300 en cada campaña, a razón de 100 por tramo. En la campaña de 2017 se realizó el seguimiento del transporte de los sedimentos introducidos en 2016.

Resultados

Trazadores localizados y movilidad

Se localizó el 33,0% de los trazadores, por tanto, 99 de los 300 colocados en 2016. Ese porcentaje varía ostensiblemente según el tramo (Tabla 2). El mayor desplazamiento medio se registró en TC, con un valor máximo próximo a los 200 m. En TAA hay un mayor número de trazadores localizados que en Taa, pero con un desplazamiento medio muy reducido (valor máximo menor a 5,5 m). El trazador con el movimiento más bajo se ubica en Taa y no alcanza los 2 m (Tabla 2).

Tramo	Trazadores		Desplazamiento (m)			
	Núm.	(%)	Mín.	Máx.	Med.	Desv. est.
TC	63	63%	10,76	196,25	44,47	25,08
TAA	22	22%	2,68	5,34	4,19	1,02
Taa	14	14%	1,98	40,39	19,92	13,00

Tabla 2. Trazadores localizados y desplazamientos registrados.
Table 2. Tracers located and registered movements.

Curvas granulométricas

El dibujo de la curva granulométrica considerando los datos del muestreo superficial y los correspondientes al grano de los trazadores movilizados es próximo (Figura 2). Las curvas de los trazadores omiten el tamaño de los extremos de la muestra, ajustándose de ese modo a los intervalos de tamaño de sedimento empleados para insertar trazadores (Tabla 1).

Tasa de transporte y volumen

La media diaria punta de la mayor crecida fue 93,85 m^3/s (16/01/17). Cinco días antes (11/01/17) hubo otra crecida de menor dimensión (38,93 m^3/s). En la Figura 3 se representan los valores de caudal para el año hidrológico 2016/17. En el gráfico se incorporan también los datos de turbidez y sólidos. Estos últimos mantienen un ritmo bastante acompasado con el caudal; no así la turbidez, que manifiesta picos muy elevados incluso cuando el caudal es bajo. Las labores de explotación forestal que tuvieron lugar durante el periodo 2016/17 podrían ser la causa de esta circunstancia.

Los valores de *d* y *h* (Ec. 1) empleados para los tramos de estudio (TC, TAA, Taa) en el cálculo de la tasa total de transporte fueron respectivamente: 44,40 m, 4,20 m, 19,9 m y 0,42 m, 0,29 m y 0,47 m. El tiempo de duración del episodio de transporte se estimó en 29,9 h. TC presenta el mayor volumen de sedimentos desplazados, con un valor que dobla a Taa (Tabla 3). TAA ostenta el volumen más bajo,

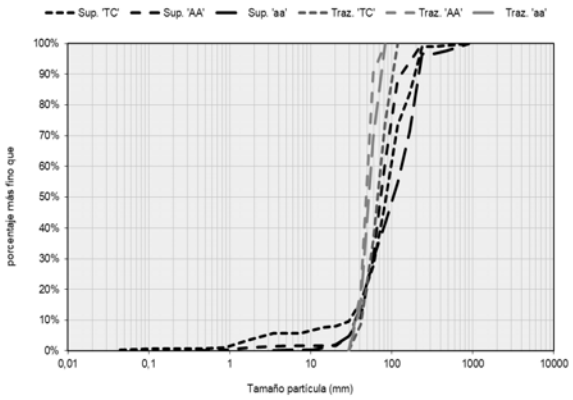


Fig. 2. Curva granulométrica de los datos del muestreo superficial (sup) y trazadores movilizados (traz).
Fig. 2. Granulometric curve of the surface sampling data (sup) and mobilized tracers (traz).

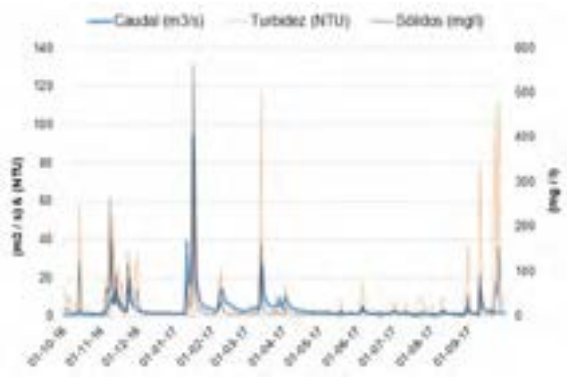


Fig. 3. Datos de caudal, turbidez y sólidos para el año hidrológico 2016/17. Se muestra también la evolución de la curva de caudal durante la máxima crecida (Fuente: Diputación Foral de Gipuzkoa).
Fig. 3. Flow, turbidity and solids data for the 2016/17 hydrological year. It also shows the evolution of the flow curve during the maximum flood (Source Gipuzkoa Regional Government).

Tramo	i_b (kg/s)	Vol. (t)
TC	8,16	881
TAA	0,58	63

Tabla 3. Tasa total de transporte y volumen de sedimentos movilizados (año hidrológico 2016/17).
Table 3. Total transport rate and volume of sediments mobilized (2016/17 hydrological year).

con un valor inferior a las 70 toneladas. El valor de *d* en TC es muy superior a los otros tramos. Omitiendo el valor de un trazador localizado a ~200 m (TC), se observa un volumen de sedimento movilizado de 834 toneladas.

Discusión y conclusiones

Los datos de volumen calculados responden a una primera aproximación que refleja solamente el desplazamiento de sedimentos de un determinado tamaño (medio), omitiendo el total de tamaños presentes en la zona de muestreo. Esto supone que hay clases de tamaños que no están representadas en la población de trazadores. Por ejemplo, las partículas de 4, 8, 16 mm (entre otras) son muy móviles, en principio más que otras más gruesas. Al omitir estos datos se puede subestimar los desplazamientos. A partir de la tercera campaña de campo (2018) se hará también una estimación por clases de tamaños para integrar posteriormente el resultado obtenido. Los resultados de tasa de transporte y volumen obtenidos en este estudio muestran

Tramo	2016	2017
TAA	41,31	51,81
Taa	37,35	45,14

Tabla 4. Q (m3/s) inicio de movimiento
Table 4. Q (m3/s) for the beginning of movement

valores similares en relación a otros estudios realizados en ríos de ámbitos parecidos (cornisa cantábrica). Así, para el río de Pigüeña se estimaron para las crecidas del año 2010, meses de Ene/Jun/Nov: 1.052, 935 y 170 toneladas respectivamente, de material movilizado (Vázquez-Tarrio, 2013).

Los datos de volumen de sedimentos movilizado en 2017 tendrán que compararse con los de 2018 para comenzar a esbozar una curva estimativa de caudal-tonelada. En reconocimiento de campo durante diciembre de 2017, se observó un desplazamiento de ~2 m en varios de los trazadores colocados en verano (2017) en TC. El caudal máximo entre octubre y diciembre de 2017 fue de ~30 m^3/s. Esto supone que el caudal crítico de movimiento del sedimento podría situarse entre ~25-30 m^3/s. Para los cálculos de este estudio se empleó el momento de mayor caudal del año hidrológico 2016/17 como generador del movimiento, situando ese umbral en 60 m^3/s.

La Tabla 4 muestra los resultados de la aplicación de la fórmula de Bathurst et al. (1987). A pesar de que en principio, no es aplicable al caso de estudio, puesto que el D50 es superior a los límites señalados por la fórmula, los resultados obtenidos parecen razonables y se ajustan a lo observado en campo.

Los datos de la campaña 2017 han complementado los obtenidos durante el año 2016. La campaña de 2017 está marcada por un bajo nivel de caudales, con una única crecida importante, pero de baja magnitud en comparación con series más largas. Este hecho ha supuesto, por ejemplo, que los valores granulométricos obtenidos sean muy parecidos entre ambas campañas para cada tramo de estudio.

Agradecimientos
El seguimiento del derribo de la presa de Oioki, ha sido realizado a través del un contrato de investigación denominado "Trabajos de seguimiento de los cambios geomorfológicos en la cuenca del río Leitzaran tras las demoliciones de las presas de Inturia y Olloki" suscrito entre la Universidad del País Vasco (UPV/EHU) y la Diputación Foral de Gipuzkoa en el marco del proyecto "LIFE IREKIBAI Ríos abiertos: Mejorando la conectividad y los hábitats en los ríos compartidos por Navarra y Gipuzkoa", cofinanciado por la Agencia Vasca del Agua – Ur Agentzia y por la Diputación Foral de Gipuzkoa, y en el que participa como socio la empresa pública HAZI.

Bibliografía

Bathurst, J.C., Graf, W.H. y Cao H.H., 1987. Bedload discharge equations for steep mountain rivers. En Thorne, C.R., Bathurst, J.C., Hey R.D. (Eds.): Sediment transport in gravel-bed rivers. John Wiley. Chichester, UK, 453-477.

Haschenburger, J.K. y Church, M., 1998. Bed material transport estimated from the virtual velocity of sediment. Earth Surface Processes and Landforms. 23, 791–808.

Hassan, M.A., Church, M. y Schick, A.P., 1991. Distance of movement of coarse particles in gravel bed streams. Water Resources Research, 27, 503–511.

Ibisate, A., Ollero, A., Ballarín, D., Horacio, J., Mora, D., Mesanza, A., Ferrer-Boix, C., Acín, V., Granado, D. and Martín-Vide, J.P., 2016. Geomorphic monitoring and response to two dam removals: rivers Urumea and Leitzaran (Basque Country, Spain). Earth Surface Processes and Landforms. 41, 2239–2255.

Komura, S. 1961. Bulk properties of river bed sediments: its applications to sediment hydraulics. Proceedings of the 11th Japan National Congress for Applied Mechanics. Japan National Committee for Theoretical and Applied Mechanics, Science Council of Japan, Tokyo, 227–231.

Kondolf, G.M., Lisle, T.E., Wolman, G.M., 2003. Bed sediment measurement. En Kondolf, G.M., Piégay, H. (Eds.): Tools in Fluvial Geomorphology. Wiley, Chichester, 347–395.

Ollero, A., Ibisate, A., Acín, V., Ballarín, D., Besné, P., Díaz, E., Ferrer-Boix, C., Granado, D., Herrero, X., Horacio, J., Martín-Vide, J.P., Mesanza, A., Mora, D., Sánchez-Pinto, I., 2014. Geomorfología y restauración fluvial: seguimiento del derribo de presas en Gipuzkoa. Cuadernos de Investigación Geográfica 40(1): 67-88.

Vázquez-Tarrío, D. 2013. Transporte de sedimento como carga de fondo en la cuenca del río Narcea (vertiente Norte de la Cordillera Cantábrica). Tesis doctoral, Universidad de Oviedo.

Levantamientos topográficos en superficies altamente erosionables a partir de *structure from motion*: el papel de la altitud de toma de fotografías en la calidad de la información topográfica

M. Llena[1], M.W. Smith[2] y D. Vericat[1, 3]

[1] *Fluvial Dynamics Research Group, Department of Environment and Soil Sciences, University of Lleida, Lleida, Catalunya*
[2] *School of Geography, University of Leeds, Leeds, UK*
[3] *Forest Technology Centre of Catalunya, Solsona, Catalunya*

SFM-TOPOGRAPHIC SURVEYS ON HIGHLY ERODIBLE LANDSCAPES: THE ROLE OF THE ALTITUDE IN THE QUALITY OF THE TOPOGRAPHIC INFORMATION: Structure from Motion (SfM) and Multi-View Stereo (MVS) photogrammetric algorithms allow to obtain high-resolution 3D topographic data easily, quickly and economically using digital photographs. Even so, as has been described recently in different publications, the accuracy of the results is controlled by many aspects, in between them the degree of overlap between photographs, and the quality and resolution of the photographs. In turn, these factors are directly influenced by the distance between the camera and the surface to be surveyed (i.e. altitude). In the present study we analyze the effect of the altitude (i.e. in reference to the targeted surface) in which the photographs are taken on the quality (i.e. accuracy and resolution) of the point clouds obtained by means of SfM-MVS. A total of 4 experimental patches (4 m^2 each) were photographed at 150, 50, 10 y 1.5 m above the ground. Results show as the quality of point clouds increased substantially when photographs are taken between 50 and 10 meters above the ground, although certain variability is observed driven by the roughness and the slope of the surface.

Palabras clave: SfM-MVS, altura toma fotografías, plataforma, resolución espacial.
Key words: SfM-MVS, photographs position height, platform, spatial resolution.

Introducción

Las técnicas Structure from Motion (SfM) con Multi-View Stereo (MVS) permiten obtener datos topográficos 3D de alta resolución de una manera fácil, rápida y económica a partir de fotografías digitales (e.g. Carrivick et al. 2016; Micheletti et al. 2015; Smith et al. 2016; Ullman, 1979; Westoby et al. 2012). Estas técnicas son ampliamente utilizadas en estudios de evolución de superficies en diferentes entornos geomorfológicos: fluvial (e.g. Bakker y Lane, 2017), glacial (e.g. Mertes et al. 2017; Midgley y Tonkin, 2017), grandes deslizamientos o desprendimientos (e.g. Dugonjic et al. 2016; Warrick et al. 2017), volcanológico (e.g. Gomez, 2014), o paisajes altamente erosionables (e.g. Smith y Vericat, 2015). Dentro del proceso para obtener nubes de puntos hay muchos aspectos que determinan la calidad de estos; entre ellos, el grado de solapamiento y la calidad/resolución de las fotografías. A su vez, estos factores están directamente condicionados por la distancia entre la cámara y la superficie a caracterizar y/o analizar. La plataforma utilizada para la toma de fotos se debe ajustar en función a los objetivos del estudio (e.g. resolución, exactitud, coste). En el presente estudio se analiza el efecto de la variación de altura sobre la calidad (i.e. exactitud y resolución) de las nubes de puntos obtenidas a partir del levantamiento fotogramétrico mediante técnicas SfM-MVS de 4 áreas experimentales (4 m^2 cada parche) en un sistema de *badlands* del Pirineo Central (Fig. 1).

Métodos

Toma de Fotografías

Las respectivas alturas desde las cuales se toman las fotografías son 150, 50, 10 y 1.5 m. La plataforma utilizada varía en función de la altura. Las fotografías realizadas desde 150 y 50m, se tomaron desde un autogiro biplaza tripulado mediante una cámara réflex Nikon D3100. Estos datos se han obtenido del trabajo de Smith y Vericat, 2015, realizado en las mismas áreas de estudio. Las fotos tomadas a 10 m de altura se realizan mediante una pértiga telescópica, mientras que las fotos

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

de 1.5m se realizan a pie de manera oblicua, ambas mediante una cámara compacta Panasonic Lumix DMC-TZ60. Los parches seleccionados representan diferentes características morfométricas y de rugosidad (i.e. orientación, pendiente, granulometría; Fig. 1).

Validación

Se han obtenido un total de 102 puntos de validación o de comprobación (i.e. Check Points, ChP). Estos puntos se han obtenido mediante una Estación Total Leica TPS1200 (i.e. TPS) y han sido considerados como la elevación real del terreno. Tanto los ChPs como las nubes de punto se han registrado en el mismo sistema de coordenadas a partir de una red de control. Adicionalmente, las nubes de puntos obtenidas mediante SfM-MVS se han comparado con nubes obtenidas mediante un Láser Escáner Terrestre Leica ScanStation C10

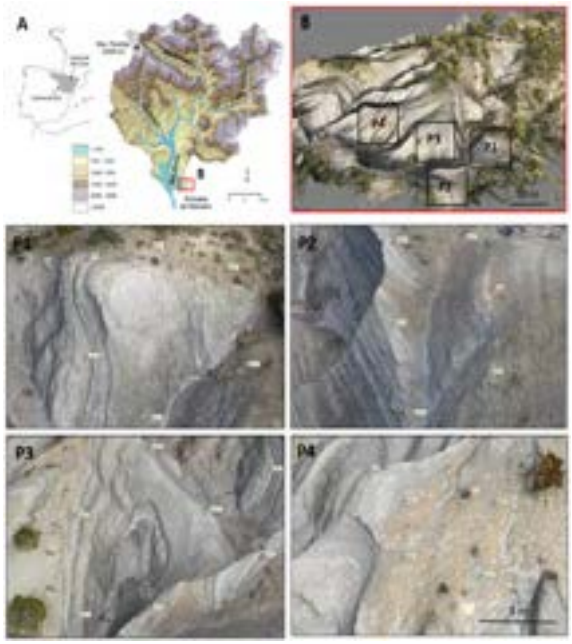


Fig. 1. A. Localización del área de estudio dentro de la cuenca del Alto Cinca, Cuenca del Ebro y Península Ibérica. B. Localización de los parches de estudio dentro de la microcuenca de estudio. P1, P2, P3 y P4 representan las nubes densas de puntos de cada uno de los parches de estudio. En las imágenes se aprecia la red de puntos de control (i.e. GCP) utilizada para la corrección geométrica y georreferenciación de los distintos modelos.
A. Location of the study area within the Alto Cinca catchment, the Ebro basin and the Iberian Peninsula. B. Location of study patches within the study micro-basin. P1, P2, P3 and P4 represent the dense point clouds of points of each of the study patches. In the images, we can see the network of Ground Control Points (i.e. GCP) used for geometric correction and georeferencing of each model.



Fig. 2. Equipos topográficos y plataformas utilizadas dentro del contexto del área de estudio (i.e. badlands): A Estación Total Leica TPS1200; B. Láser Escáner Terrestre Leica ScanStation C10; C. Autogiro biplaza; D. pértiga telescópica.
Topographic equipment and platforms used within the context of the study area (i.e. badlands): A. Total Station); B. Terrestrial Laser Scanner; C. Two-seater autogiro; D. Telescopic pole.

(i.e. TLS) en las mismas zonas experimentales para el mismo levantamiento; considerándose las observaciones que, debido a la elevada exactitud y precisión de esta técnica, más se aproximan a la realidad (Fig. 2).

Resultados preliminares

La comparación de los valores de cota de las nubes de puntos obtenidas mediante SfM-MVS con los GCPs (obtenidos a través de la TPS) dan como resultado una precisión de 0.181, 0.098, 0.009 y 0.007 m para las alturas de 150, 50, 10 y 1.5 m respectivamente, mientras que el valor de exactitud se sitúa en 0.121, 0.066, 0.006 y 0.006 m respectivamente. Por lo que se refiere a la comparación de las observaciones con las obtenidas a través del TLS, los valores de precisión son de 0.146, 0.077, 0.007 y 0.005 m, mientras que la exactitud se sitúa alrededor de los 0.109, 0.055, 0.006 y 0.003 m. En cuanto a la resolución máxima de las nubes de puntos SfM-MVS, se obtienen 30, $1.5 \cdot 10^2$, $1.5 \cdot 10^6$ y $1.5 \cdot 10^9$ pts/m^2 para las respectivas alturas (Tabla 1), lo que indica un claro y exponencial incremento de la densidad al reducir la altitud de toma de las fotografías.

Conclusiones

Los resultados muestran que, tanto en la precisión y exactitud como en la resolución de los modelos, existe una importante mejoría

Altitud plataforma (m)	Resolución nube de puntos (pts/m²)	*SfM vs TPS*		*SfM vs TLS*	
		Precisión (SDE; m)	Precisión (SDE; m)	Exactitud (MAE; m)	Exactitud (MAE; m)
150	30	0.181	0.146	0.109	0.121
50	$1.5 \cdot 10^2$	0.098	0.077	0.055	0.066
10	$1.5 \cdot 10^3$	0.009	0.007	0.006	0.006
1.5	$1.5 \cdot 10^5$	0.007	0.005	0.003	0.006

Tabla 1. Resoluciones, precisión (i.e. Error Desviación Estándar; SDE) y exactitud (i.e. Error Promedio Absoluto; MAE) para las diferentes alturas analizadas de las nubes de puntos obtenidas mediante técnicas SfM-MVS tras su comparación con la Estación Total (TPS) y el Láser Escáner (TLS).
Table 1. Resolutions, precision (i.e. Standard Deviation Error; SDE) and accuracy (i.e. Medium Absolute Error; MAE) for the different analyzed heights of the point clouds obtained by SfM-MVS techniques after their comparison with the Total Station and the Laser Terrestrial Scanner respectively.

(i.e. punto de ruptura) entre los 50 y los 10 m de altura de observación. Se observa una reducción de los errores de un orden de magnitud, mientras que, en cuanto a la resolución, las diferencias entre las densidades de puntos obtenidas a partir de los 50 y los 10 m supone el límite de la representación entre macro-topografía y micro-topografía. La pendiente, la rugosidad y la irregularidad del terreno son las variables morfométricas que más incertidumbres generan, aunque estas se solucionan cuando las fotografías son tomadas oblicuamente a nivel de suelo (i.e. 1.5 m). Los resultados también indican que la calidad de las observaciones obtenidas a través de SfM-MVS se asemeja a las obtenidas a través de TLS cuando las fotos son tomadas desde una altitud inferior a los 50 metros.

Estudios de este tipo ofrecen información de gran interés en cuanto a relación altura/resolución/exactitud. Se trata de aspectos, de gran importancia a la hora de planificar un levantamiento topográfico mediante técnicas fotogramétricas SfM-MVS para garantir la calidad de información necesaria en función del objetivo de estudio.

Agradecimientos
El estudio se ha financiado en parte por la British Society of Geomorfology y de los proyectos MORPHSED (CGL2012-36394) y MORPHPEAK (CGL2016-78874-R), financiados por el Ministerio de Economía y Competitividad y Fondos Europeos FEDER. El primer autor tiene un contrato doctoral FPU (FPU014/01687). Parte de los datos obtenidos han sido utilizados en varias actividades de la EU COST Action (ES1306) Connecteur. El primer y tercer autor forman parte del Grupo de Investigación de Dinámica Fluvial-RIUS, Grupo Consolidado reconocido por la Generalitat de Catalunya (2017 SGR 459). Se agradece el apoyo del Departamento de Economía y Conocimiento de la Generalitat de Catalunya.

Bibliografía

Bakker, M.; Lane, S.N. (2016). Archival photogrammetric analysis of river-floodplain systems using Structure from Motion (SfM) methods. Earth Surface Processes and Landforms, 42, 1274-1286.

Carrivick, J.L.; Smith, M.W.; Quincey, D.J. (2016). Structure from Motion in the Geosciences, Wiley-Blackwell, London, 208 pp.

Dugonjic, S.; Perani, J.; Ru, I.; Arbanas, Ž. (2016). Analysis of a historical landslide in the Rječina River Valley, Croatia. Geoenvironmental Disasters, 3, 1-9.

Gomez, C. (2014). Digital photogrammetry and GIS-based analysis of the bio-geomorphological evolution of Sakurajima Volcano, diachronic analysis from 1947 to 2006. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 280, 1-13.

Mertes, J.R.; Gulley, J.D.; Benn, D.I.; Thompson, S.S.; Nicholson, L.I. (2017). Using structure from-motion to create glacier DEMs and orthoimagery from historical terrestrial and oblique aerial imagery. Earth Surface Processes and Landforms.

Micheletti, N.; Chandler, J.H.; Lane, S.N. (2015a). Structure from Motion (SfM) Photogrammetry. Geomorphological Techniques (British Society for Geomorphology), 2, 1-12.

Midgley, N.G.; Tonkin, T.N. (2017). Geomorphology Reconstruction of former glacier surface topography from archive oblique aerial images. Geomorphology, 282, 18-26.

Smith, M.W.; Vericat, D. (2015). From experimental plots to experimental landscapes: topography, erosion and deposition in subhumid badlands from Structure-from-Motion photogrammetry. Earth Surface Processes and Landforms, 40, 1656-1671.

Smith, M.W.; Carrivick, J. L.; Quincey, D.J. (2016). Structure from motion photogrammetry in physical geography. Progress in Physical Geography, 40, 247-275.

Warrick, J.A.; Ritchie, A.C.; Adelman, G.; Adelman, K.; Limber, W. (2017). New Techniques to Measure Cliff Change from Historical Oblique Aerial Photographs and Structure-from-Motion Photogrammetry. Journal of Coastal Research, 33, 39-55.

Inundaciones históricas en el teatro romano de *Acci* (Guadix, Granada) a través del registro sedimentológico

A. López Marcos[1], F.J. García-Tortosa[2], A. Díez-Herrero[3], J.A. Garrido-García[3], E. Álvarez Areces[3]y A. Arribas[3]

[1] *Patrimonio Rural, Guadix, Granada*
[2] *Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Jaén, Jaén, Andalucía*
[3] *Instituto Geológico y Minero de España, IGME, Madrid, Madrid*

HISTORICAL FLOOD EVENTS AT THE ACCI'S ROMAN THEATER (GUADIX, GRANADA, SPAIN) THROUGH THE SEDIMENTOLOGICAL RECORD: The recent discovery and archaeological excavation of the ruins of the Roman theater of the former *Colonia Iulia Gemella Acci* (present-day city of Guadix, province of Granada, Southeastern Spain), built in the time of Tiberius (25-30 AD), has allowed sedimentological analysis and interpretation of detrital sedimentary sequences that cover and contain archaeological remains. Through detailed sedimentological sections and lateral correlation panels in various areas of the detrital landfill, at least two moments of rapid sedimentation have been characterized, which have been interpreted as fluvial palaeoflood events. The oldest palaeoflood (30 to 60 AD), which covered the *porticus* of the Roman theater, presented characteristics of fluvial overflow with high solid load (mudflow). The most modern event was a palaeoflood at the beginning of the 12th Century (during the Islamic Andalusian period), with characteristics of an abandoned meander bend. These results have interesting applications to flood risk analysis and prevention.

Palabras clave: inundación histórica, paleohidrología, sedimentología, teatro romano, Guadix.
Key words: historical flood, palaeohydrology, sedimentology, Roman theater, Guadix.

Introducción

En el año 2007, durante las obras de excavación de un futuro aparcamiento subterráneo en un solar extramuros de la ciudad de Guadix (Granada), conocido como Huerta de los Lao, aparecieron unos restos arqueológicos correspondientes a las ruinas del teatro romano de la antigua *Colonia Iulia Gemella Acci*, construido en época de Tiberio (hacia 25-30 d.C.; López Marcos, 2015).

La excavación arqueológica intermitente en los últimos años (Figura 1), ha permitido el análisis sedimentológico de las secuencias sedimentarias detríticas que cubren y contienen restos arqueológicos, cuya interpretación geodinámica es el objetivo del presente trabajo.

Materiales y métodos

Se han estudiado dos conjuntos de materiales detríticos que están contenidos o superpuestos a los restos arqueológicos del teatro romano.

En primer lugar se analizó la relación espacial y geométrica de dichos conjuntos con los diferentes elementos arqueológicos del teatro, y de los conjuntos entre sí. Posteriormente se eligieron los mejores afloramientos de los depósitos para el levantamiento de paneles de correlación lateral y columnas sedimentológicas.

En los dos afloramientos elegidos situados en el sector suroccidental del teatro y en el lateral occidental del pórtico, se realizaron varios paneles y tres columnas representativas, empleando los métodos habituales en estratigrafía y sedimentología del Cuaternario



Fig. 1. Estado actual del teatro romano de Guadix. A la derecha, la estructura semicircular de la *orchestra*; a la izquierda, aún sin excavar, el *porticus post scaenam.*
Fig. 1. Present-day view of the Roman theater of Guadix. On the right side, the semicircular structure of the orchestra*; on the left side, still without digging, the* porticus post scaenam*.*

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

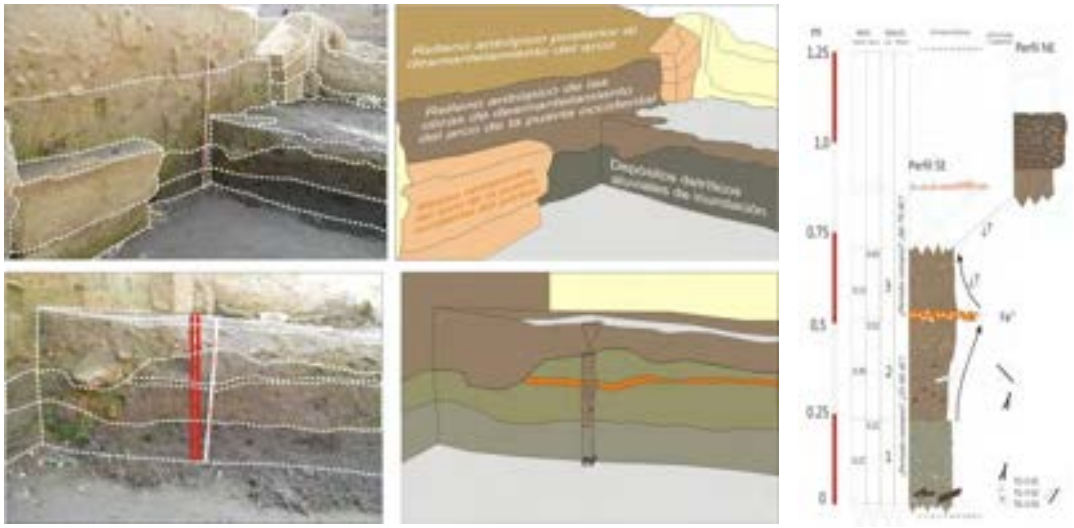


Fig. 2. Puerta occidental del pórtico del teatro romano de Guadix, con interpretación sedimentológica de los depósitos detríticos sobre o contenidos en las ruinas arqueológicas y columna levantada en el mismo,correspondiente al depósito de un evento aluvial de un flujo con alta carga sólida (colada de barro).
Fig. 2. Western gate of the porch of the Roman theater of Guadix, with sedimentological interpretation of the detrital deposits on or contained in the archaeological ruins and sedimentological section corresponding to the deposit of an alluvial event with high solid load (mud flow).

aluvial; con uso de brújula geológica con clinómetro, flexómetros metálicos, cintas métricas de vinilo, jalón enrollable, carta de colores Munsell, tarjetas de texturas detríticas, lupa de mano y ácido clorhídrico diluido.

Paralelamente se estudió la cartografía geológica y geomorfológica del yacimiento y su entorno, especialmente en relación con la llanura aluvial del río Guadix (Vega de Guadix; Garrido-García, 2015) y sus principales afluentes (ramblas de Baza y Fiñana); así como los barrancos laterales que circundan el recinto amurallado medieval de Guadix.

Mediante el estudio tipo cronológico de los restos arqueológicos subyacentes o contenidos en el depósito, y la toma de muestras de fragmentos leñosos y óseos para datación por radiocarbono, se ha fechado aproximadamente el rango temporal de depósito de los materiales detríticos.

Resultados e interpretación

A través del levantamiento de las columnas sedimentológicas detalladas y de paneles de correlación lateral en varias zonas del relleno detrítico (pórtico, sector al suroeste de la orquesta), se han conseguido caracterizar, al menos, dos momentos de sedimentación rápida, que se han interpretado como eventos de paleoinundaciones fluviales-aluviales.

La más antigua de las paleoinundaciones (en el intervalo entre los años 30 a 60 d.C.) cubrió buena parte del pórtico del teatro romano (*porticus post scaenam*). Presenta características secuencias de desbordamiento fluvial con alta carga sólida (casi un flujo de barro) e incorporó algunas de las maderas de las cubiertas (Figura 2).

El evento más moderno fue una paleoinundación a principios del siglo XII (durante el periodo andalusí), con características de un relleno de curva de meandro abandonado, que cubrió los restos que aún quedaban del teatro (usado desde su abandono como 'cantera' para reaprovechar la piedra del edificio romano). Esta inundación incorporó restos de cerámica de finales del siglo XI o principios del siglo XII (Figura 3).

Discusión y aplicaciones

A falta de estudios complementarios de la estimación hidráulica de la magnitud de los caudales asociados a ambos eventos, y de la recopilación documental de inundaciones históricas (como la acontecida en el año 1973; Garrido-García, 2015), parece que estos dos grandes eventos de paleoinundación se asocian con el final de importantes periodos cálidos (Periodo Cálido Romano y Periodo Cálido Medieval; Figura 4). Incluso podrían

relacionarse con obras históricas de desvío y modificación de las ramblas afluentes del río Guadix (Garrido-García, 2015).

Por ello, el estudio y datación de este tipo de depósitos correspondientes a avenidas torrenciales del actual río Guadix y los barran-

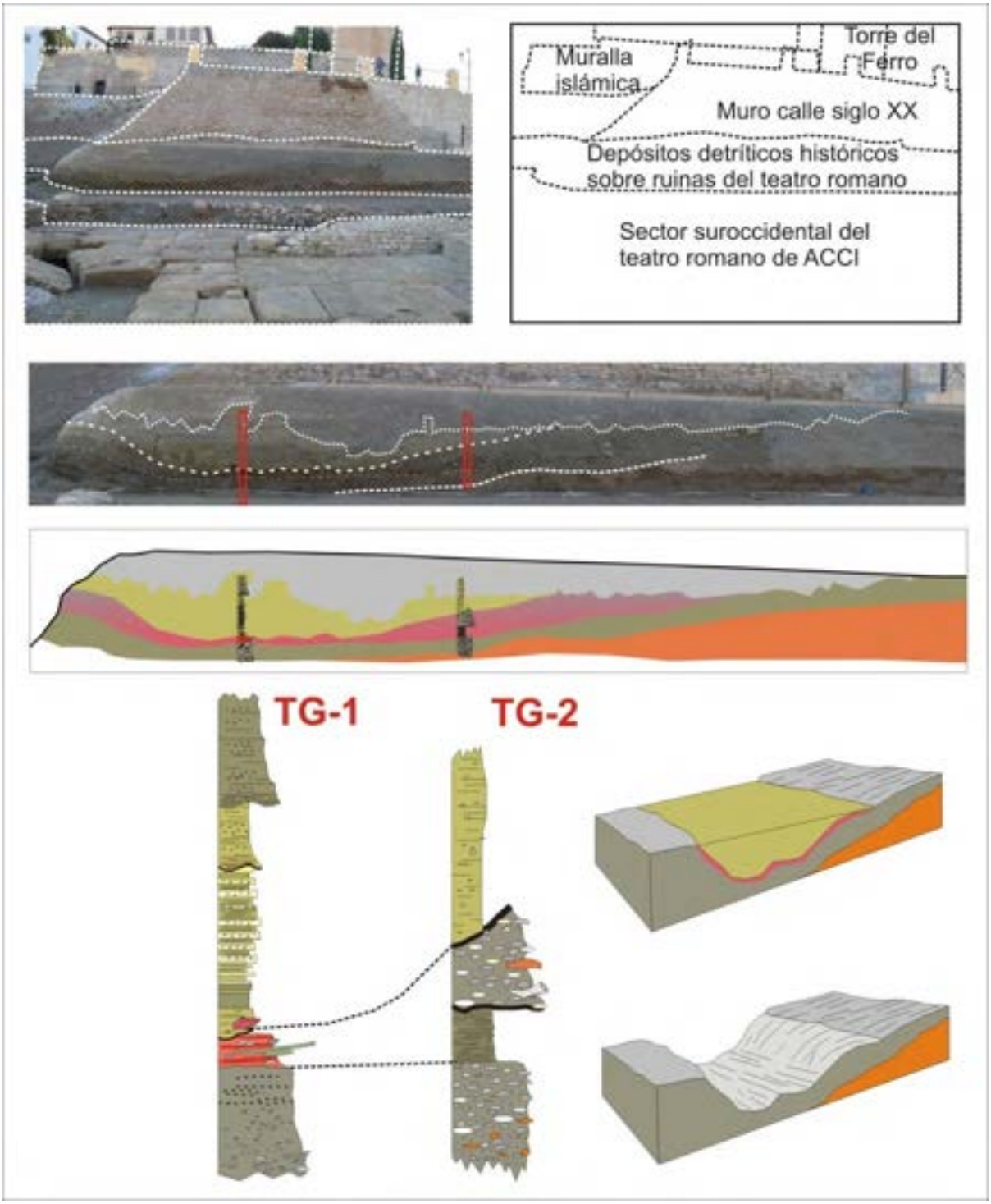


Fig. 3. Afloramiento del sector suroccidental del teatro romano de Guadix, próximo a la Torre del Ferro, con interpretación sedimentológica de los depósitos detríticos sobre las ruinas arqueológicas y columnas levantadas en el mismo con su interpretación sedimentológica asociada a relleno de un canal de meandro abandonado.
Fig. 3. Outcrop at the southwestern sector of the Roman theater of Guadix, close to the Torre del Ferro, with sedimentological interpretation of the detrital deposits on the archaeological ruins and sections with the sedimentological interpretation associated with the filling of an abandonated meander channel.



Fig. 4. Reconstrucción divulgativa con viñetas de la historia del teatro romano de Guadix en relación con los eventos de inundaciones históricas del registro sedimentológico (Álvarez et al., 2018). Imagen de fondo: recreación virtual del modelo ideal de teatro romano según Vitrubio recreado por la empresa Balawat.https://joseluissite.wordpress.com/2013/09/08/reconstruir-un-teatro-romano-cuando-es-imposible-1/comment-page-1/

Fig. 4. Reconstruction with vignettesfor public dissemination of the history of the Roman theater of Guadix in relation to the historical flood events of the sedimentological record (Álvarez et al., 2018). Background image: virtual recreation of the ideal model of a Roman theatre by Vitrubio, recreated by the company Balawat.

cos afluentes tiene un interés aplicado múltiple: por un lado, la contextualización ambiental de los restos arqueológicos del teatro y su evolución histórica, porque de hecho la fosilización bajo los depósitos de inundación ha posibilitado la preservación de los restos del teatro romano; de otra parte, el estudio de la incidencia de los cambios climáticos catastróficos (ambos tras los periodos cálidos romano y medieval); y finalmente, la caracterización de la frecuencia y magnitud de avenidas extraordinarias que afectaron a la ciudad de Guadix en el pasado (y que pudieran afectarla en el futuro), para el diseño y dimensionamiento de las medidas de mitigación del riesgo.

Bibliografía

Álvarez, E., Arribas, A., Díez, A., Fernández, C., García, F.J., Garrido, J.A., López, A., Mateos, R.M., Rubio, J.C. 2018. Un apasionante viaje en el tiempo: del imperio romano a los animales prehistóricos del Cuaternario. Geolodía 18 Granada. Colección Geolodía. Sociedad Geológica de España, Salamanca, 8 pp.

Garrido-García, J.A. 2015. Vega de Guadix y Cerro del Humilladero. Guía del visitante. Ayuntamiento de Guadix, Guadix, 30 pp.

López Marcos, A. 2015. El Teatro Romano de Guadix. Yacimientos arqueológicos del Altiplano granadino, 1. Excmo. Ayuntamiento de Guadix, Guadix, 40 pp.

Aplicación del índice de conectividad para el estudio de los riesgos de inundación en llanuras aluviales mediterráneas

J.A. López-Tarazón[1,2,3,4], M. Tomàs-Burguera[5], A. Calsamiglia[1,2], J. Fortesa[1,2], J. García-Comendador[1,2], M. Ruiz[1,2], B. Sastre[1] y J. Estrany[1,2]

[1] *Grup de recerca en hidrologia i ecogeomorfologia en ambients mediterranis –MEDhyCON. Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*
[2] *Institut d'Investigacions Agroambientals i d'Economia de l'Aigua., Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*
[3] *Institut für Erd- und Umweltwissenschaften, Universität Potsdam, Potsdam, Brandenburg, Deutschland*
[4] *Fluvial Dynamics Research Group, Universitat de Lleida, Lleida, Catalunya*
[5] *Estación Experimental de Aula Dei (CSIC), Zaragoza, Aragón*

APPLYING THE INDEX OF CONNECTIVITY TO STUDY FLOODING RISKS IN MEDITERRANEAN ALLUVIAL PLAINS: The Mediterranean landscape is the most human-impacted terrain on Earth. It is also very sensitive to global change, a fact particularly serious in most of the Mediterranean islands (e.g. Mallorca), in which floods have increased in places which were historically managed. Connectivity is defined as the transfer of matter between two different landscape compartments. Consequently, it could allow us to assess about the areas of the catchment which act as flow-paths (i.e. "river channels") and those which are prone to be flooded during a high-magnitude rainfall event in a certain catchment (i.e. flooding risk). The present work analyzes the affectation that several consecutive extraordinary rainfall events (December 2016- January 2017) had on an alluvial plain widely human-modified in the island of Mallorca, the Campos basin (380 km^2). It aims to evaluate the likelihood of using the index of connectivity –IC– as a proxy for flooding risks assessment.

Palabras clave: índice de conectividad, riesgo de inundación, Mallorca, Mediterráneo
Key words: connectivity index, flooding risks, Mallorca, Mediterranean

Introducción

Los sistemas fluviales mediterráneos, considerados como los más impactados antrópicamente de la Tierra, se caracterizan por una elevada variabilidad en la precipitación y consecuentemente en los caudales fluviales. Se trata por tanto de ecosistemas muy sensibles al cambio global, entendido como la combinación del cambio climático y de la influencia humana directa a través de cambios en los usos del suelo. Esta sensibilidad al cambio global es especialmente manifiesta en muchas de las islas mediterráneas como, por ejemplo, Mallorca, que ilustra perfectamente cómo, durante las recientes décadas, los cambios en los usos del suelo han transformado los sistemas fluviales. Este contexto ambiental genera un aumento del riesgo de inundaciones en lugares que habían sido históricamente gestionados mediante un uso sistemático de prácticas hidráulicas tradicionales que laminaban y disipaban los episodios de crecidas espasmódicas.

La conectividad se define como la transferencia de materia entre dos compartimentos diferentes del paisaje, estudiando sintética y conjuntamente la hidrología y la geomorfología. De este modo, el conocimiento de la distribución espacial y la evolución temporal de la conectividad en cuencas de drenaje puede ser una herramienta de cálculo de probabilidades de la transferencia de materia y energía entre dichos compartimientos a otro lugar de la cuenca. Consecuentemente, la aplicación de un índice de conectividad a partir de parámetros geomorfométricos permite conocer aquellas áreas de la cuenca que actúan como líneas preferentes de dirección del flujo (lo que equivaldría a los "cauces fluviales") y aquellas otras que son predominantemente de acumulación y, por tanto, áreas predispuestas a ser inundadas.

El presente trabajo analiza el efecto que tuvieron dos episodios de crecida extraordinarios por su elevada magnitud y sobre todo por el corto espacio de tiempo que los separó (Diciembre 2016 – Enero 2017) sobre la cuenca de Campos (380 km^2) cuya parte baja es una llanura aluvial altamente

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

modificada por el ser humano desde la época romana en la isla de Mallorca (Fig. 1).

La antropización viene caracterizada por la aplicación sistemática de prácticas de laminación y disipación de flujos superficiales, *ergo* modificando e incluso eliminando la mayoría de cauces fluviotorrenciales ya de por sí de nimia naturaleza por la combinación de clima semiárido, topografía llana y sustrato litológico poroso. El principal objetivo es la valoración del uso del IC para localizar dichos flujos a la vez que la evaluación de riesgos de inundación a través de un enfoque integrado en el que también se utilizarán mediciones de campo, fotointerpretación y modelización.

METODOLOGÍA

Adquisición de datos

Los datos de precipitación de los episodios se han obtenido, tanto de estaciones oficiales de la Agencia Española de Meteorología (AEMET), como de estacio-nes pluviométricas propias del equipo de investigación *MEDHYCON* de la Universitat de les Illes Balears, todas ellas situadas en la cuenca de Campos y sus cercanías. Asimismo se obtuvieron datos LiDAR ofrecidos por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) para la totalidad de la cuenca de Campos.

Post-procesado y análisis de los datos adquiridos

Los datos de precipitación se han analizado y confrontado con datos históricos para la caracterización de los eventos en su magnitud y frecuencia.

También se han derivado Modelos Digitales de Elevaciones (MDE) para diferentes resoluciones de píxel (1, 2.5, 5, 10 y 30 m) a partir de los datos LiDAR. Partiendo de estos MDE, los patrones espaciales de conectividad se han evaluado para cada una de las resoluciones de píxel mediante el cálculo del IC propuesto por Borselli et al. (2008) y modificado por Cavalli et al. (2013). El índice se calcula, para cada una de las celdas del área de estudio independientemente de su tamaño, en base a las características de su área de contribución (D_{up}) y las características del camino a recorrer hasta el final de la cuenca (D_{dn}) mediante la siguiente ecuación

$$IC = log_{10}\left(\frac{Dup}{Ddn}\right) = log_{10}\left(\frac{\bar{W}\,\bar{S}\,\sqrt{A}}{\sum_i \frac{dl}{WiSi}}\right)$$

donde W es el factor de impedancia a los flujos superficiales (adimensional), S el gradiente de pendiente (mm^{-1}), A el área de contribución (m^2) y d, la distancia a recorrer (m).

Finalmente, como es un proyecto aún en ejecución, se están modelizando los episodios de precipitación mediante el modelo hidrológico *HEC-HMS* (*US Army Corps of Engineers*) con su extensión geoespacial para *ArcGIS* (*HEC-GeoHMS*) para la delimitación del área inundada por cada uno de los episodios y la determinación de la viabilidad del IC como posible herramienta de predicción de riesgos de inundación.

Resultados preliminares

Los episodios estudiados se produjeron entre el 16 y 21 de Diciembre de 2016, acumu-

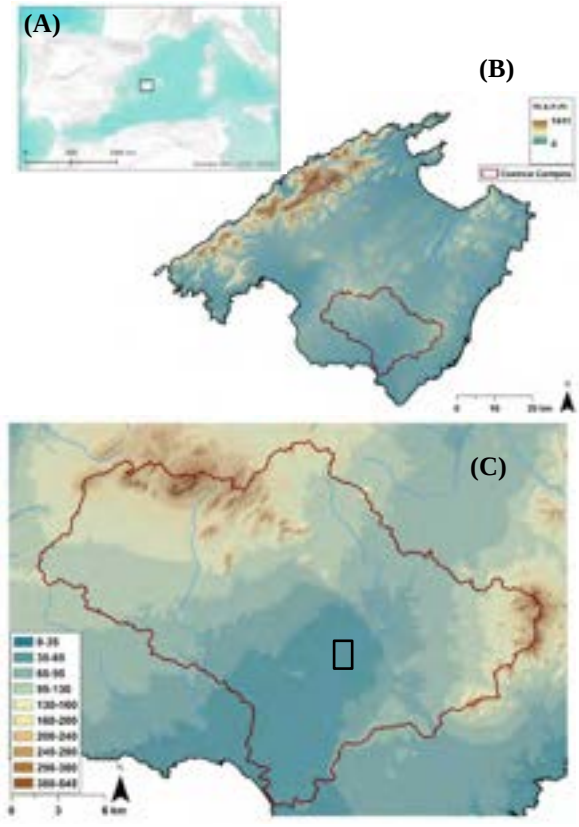


Fig. 1. (A) Localización de Mallorca en el Mediterráneo; (B) Situación de la cuenca de Campos en Mallorca; (C) zoom a la cuenca de Campos incluyendo la distribución de elevaciones de la misma (MDE).

Fig. 1. (A) Location of Mallorca in the Mediterranean; (B) Location of the Campos basin in Mallorca; (C) zoom to the Campos basin showing the elevation distribution (MDT)

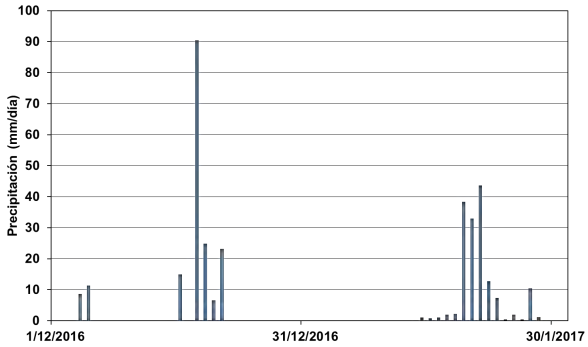


Fig. 2. Precipitación acumulada diaria en la cuenca de Campos entre Diciembre 2016 y Enero 2017, incluyendo los dos eventos estudiados.
Fig. 2. Total daily accumulated precipitation in the Campos basin between December 2016 and January 2017, including the two studied events.

lando un total de 160,2 mm, y entre el 14 y 28 de enero de 2017, cuando se acumularon 156,6 mm (Fig. 2). En total, los dos episodios supusieron 316,8 mm, lo que representa prácticamente el 88% de la precipitación anual media de la cuenca de Campos, estimada en unos 364 mm. También cabe destacar la intensidad de los eventos, en los que se registraron más de 90 mm caídos en un solo día (el 18 de Diciembre de 2016), lo que representa que el 25% de la precipitación media anual cayó en un solo día (el 0,003% del tiempo total).

Los primeros resultados indican que el IC permite una identificación y delimitación muy adecuada de la red de drenaje, ajustándose de manera muy precisa a las líneas de flujo observadas en el campo. Asimismo, la adecuación del IC a la red de drenaje es altamente dependiente del tamaño de píxel seleccionado en los modelos digitales de elevación que se han utilizado para el cálculo del mismo; cuanta mayor es la resolución del MDE de partida, mejor resulta este ajuste (Fig. 3).

Se observa una particularidad en este proceso: los IC calculados a partir de MDEs de mayor resolución (menor tamaño de píxel) se dilucidan como los más adecuados para el análisis de crecidas de mayor frecuencia pero menor magnitud, gracias a su capacidad de detección de la red de canales aluviales característicos de estos sistemas (Fig. 3). En el caso opuesto, los IC calculados con MDEs de menor resolución se adaptarían mejor para la determinación de crecidas de elevada magni-

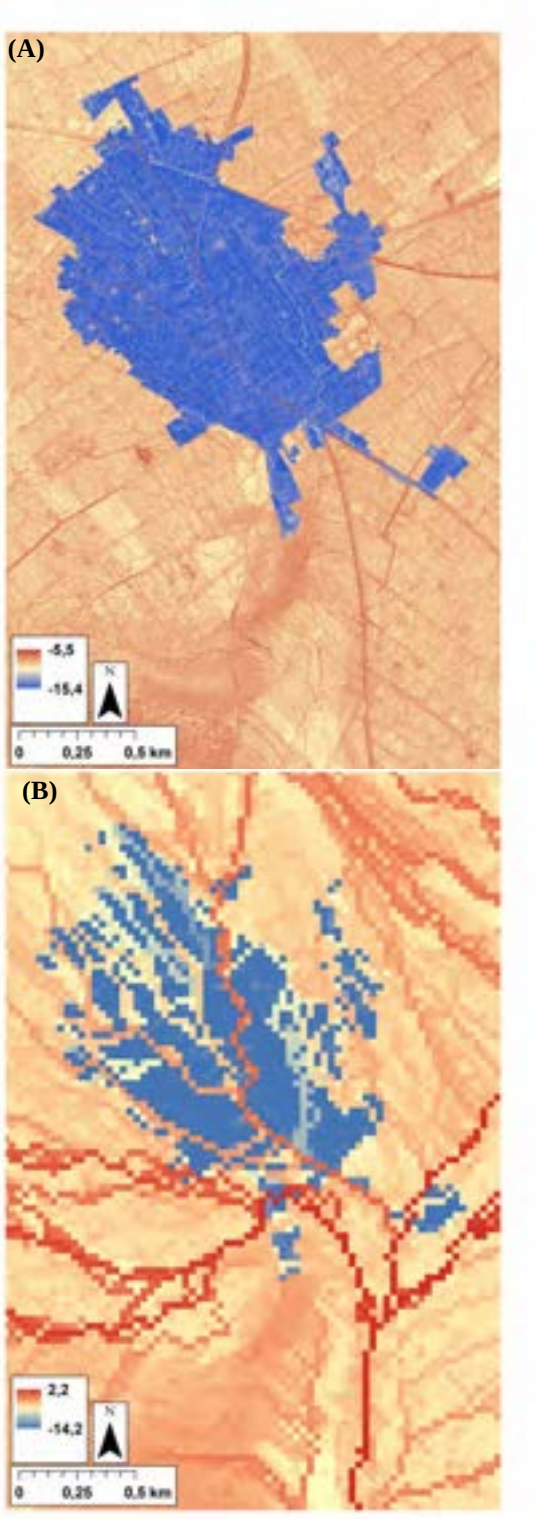


Fig. 3. Detalle de los índices de conectividad calculados para la población de Campos y alrededores (ver recuadro a la Fig. 1C para su localización) a partir de los MDE de tamaño de píxel: (A) 2,5 m, (B) 30 m. Los valores altos (rojos) indican alta conectividad mientras que los bajos (azules) baja conectividad.
Fig. 3. Detail of the indexes of connectivity calculated for the village of Campos and nearby (see box in Fig. 1C for location) from the MDT of a pixel size of: (A) 2.5 m, (B) 30 m. High values (red) show high connectivity while low values (blues) low connectivity.

tud y baja frecuencia, ya que aglomera los diferentes canales aluviales en líneas de flujo preferente de mayor entidad (ríos).

Trabajos en curso

Como se ha comentado anteriormente, el presente proyecto está aún en ejecución, por lo que varias de las tareas necesarias para el satisfactorio cumplimiento de los objetivos establecidos están en plena realización. Éstas se relacionan principalmente con la modelización de los episodios de precipitación mediante HEC-GeoHMS para delimitar las áreas inundadas por los mismos, así como la evaluación de la adecuación de los IC calculados como posible herramienta de predicción de riesgos de inundación. Finalmente, se pretende definir la resolución de MDE que optimiza la aplicación del IC para la predicción de riesgos, así como establecer una relación entre resoluciones de MDE y magnitud y frecuencia de eventos para establecer umbrales de fiabilidad a la hora de aplicar esta metodología en otras regiones similares en base a la información de la que se disponga.

Agradecimientos

Esta investigación ha estado financiada por el pryecto de investigación CGL2017-88200-R "Conectividad funcional hidro-sedimentaria en cuencas mediterráneas: escenarios de cambio global" financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO).

José Andrés López-Tarazón tiene un contrato post-doctoral Vicenç Mut (CAIB PD/038/2016) financiado por la Direcció General d'Innovació i Recerca de la Comunitat Autònoma de les Illes Balears; él también agradece a l'Agència de Gestió d'Ajuts Universitaris i de Recerca del Departament d'Economia i Coneixement del Govern Autònom de Catalunya por el soporte del Grupo de Investigación Consolidado 2014 SGR 645 (RIUS-Fluvial Dynamics Research Group).

Miquel Tomàs-Burguera tiene un contrato pre-doctoral (FPU13/02976) del Ministerio de Educación y Cultura (MEC).

Aleix Calsamiglia agradece al MINECO su contrato pre-doctoral EEBB-I-15-10280.

Josep Fortesa agradece la financiación de la Direcció General d'Innovació i Recerca de la Comunitat Autònoma de les Illes Balears el contrato pre-doctoral (FPI/2048/2017).

Julián García-Comendador tiene un contrato pre-doctoral (FPU15/05239) del MEC. Los datos meteorológicos fueron facilitados por la Agencia Estatal de Meteorología – AEMET.

Bibliografía

Borselli, L., Cassi, P., Torri, D. 2008. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment. Catena 75, 268–277.

Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., Marchi, L. 2013. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. Geomorphology 188, 31–41.

Restauración geomorfológica de la cantera de calizas Son Amat (Porreres, Mallorca, Illes Balears)

J.F. Martín Duque[1], N. Bugosh[2], M. Tejedor[1], S. Nyssen[1], F. Orozco[3], G. Ubaldi[3] y M. Fernández[4]

[1] *Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, Madrid*
[2] *GeoFluv, Parma, Ohio, USA*
[3] *FOA Ambiental SL, Palmanova (Mallorca), Illes Balears*
[4] *Cantera Gravilla Son Amat, Porreres (Mallorca), Illes Balears*

GEOMORPHIC LIMESTONE MINE REHABILITATION: THE CASE OF SON AMAT (PORRERES MALLORCA): This contribution explains the geomorphic restoration design of the Son Amat limestone quarry (Porreres, Majorca, Balearic Islands, Spain). The bottom of the pit (platform) was designed by using the GeoFluv method through the Natural Regrade software. The highwall was designed imitating natural stable cliffs. Methodology has consisted in: (a) locating reference areas at landscape and landform scales; (b) obtaining design inputs from them; (c) preparing a CAD model of the quarry and its surroundings; (d) design process. The results are a complete set of design inputs, a geomorphic restoration CAD design and guidelines for the construction. This example shows how a mining restoration based on geomorphic solutions is going to maximize the ecological and visual integration of the land transformed by extractive activities. The project was elaborated during the autumn of 2015, and got the approval of the Balearic Islands regulatory bodies on January 26th, 2017.

Palabras clave: *cantera de calizas, restauración minera, Illes Balears, GeoFluv, Natural Regrade.*
Key words: *limestone quarry, mine rehabilitation, Balearic Islands, GeoFluv, Natural Regrade.*

Introducción

Las soluciones de restauración geomorfológica para espacios transformados por movimientos de tierras están experimentando un fuerte auge a nivel internacional, como alternativa a las soluciones convencionales de remodelado del terreno (Martín Duque et al., 2010).

La posibilidad de diseñar cuencas hidrográficas en formatos CAD, que repliquen la complejidad de las redes de drenaje y las formas del terreno naturales, no ha sido posible hasta muy recientemente, con el desarrollo de métodos y software específicos. GeoFluv es uno de los escasos métodos que permiten realizar tales diseños, utilizando para ello algoritmos propios de la geomorfología fluvial y de laderas. Este método fue aplicado por primera vez en minas de carbón de Nuevo México (EEUU) en 1999. Su desarrollo buscaba conseguir la estabilidad ante la erosión en el largo plazo, la eliminación o reducción de mantenimiento y un incremento de la biodiversidad y la integración visual. Todo ello en comparación con las formas del terreno usadas de manera tradicional en las restauraciones mineras. Natural Regrade es el software comercial que permite realizar diseños GeoFluv en formatos CAD.

Este trabajo explica una solución de restauración geomorfológica para la cantera activa Son Amat (Illes Balears). La plataforma fue diseñada mediante el uso de GeoFluv – Natural Regrade, mientras que los frentes de explotación fueron diseñados imitando la morfología de acantilados naturales del entorno. Son Amat se sitúa en el municipio de Porreres, centro-sur de Mallorca, al oeste de las Sierras de Levante, uno de los dos sistemas montañosos principales de la isla (Sierra de la Tramuntana al norte). La dominancia de sustratos de rocas calizas en ambas montañas ha favorecido el desarrollo de formas exokársticas: dolinas, lapiaces y cañones fluvio-kársticos (Ginés y Ginés, 1995, 2011, 2014). Las condiciones bioclimáticas son típicamente mediterráneas.

Métodos

La metodología de trabajo ha consistido en: (a) localizar referentes geomorfológicos que permitieran replicar tanto la estructura general del paisaje como sus elementos geomórficos de

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.



Fig. 1. Imagen tomada de Google Earth de la depresión kárstica Clot d'Albarca, en la Sierra de la Tramuntana, imagen 'objetivo', a escala de paisaje, como referente para la restauración geomorfológica de la cantera Son Amat.
Fig. 1. Image from Google Earth of the karstic depression Clot d'Albarca, at the Tramuntana Mountain Range, 'reference' or 'analogue', at a landscape scale, for the geomorphic restoration of the Son Amat quarry.

detalle; (b) obtener inputs de diseño para la aplicación de GeoFluv – Natural Regrade en la plataforma y para el establecimiento de patrones de diseño para los frentes de explotación; (c) preparar un modelo CAD de la cantera Son Amat y su entorno; (d) realizar los diseños en formato CAD. Por lo que a la metodología GeoFluv – Natural Regrade se refiere, Zapico et al. (2018) recogen una explicación detallada de la misma.

Resultados

La cantera Son Amat tiene una morfología de 'corta', de carácter endorreico, en una zona montañosa. Por ello se estimó que el referente más adecuado para integrar esa macroforma en su entorno, a escala de paisaje, sería una gran depresión kárstica, tipo polje. En Mallorca existen buenos ejemplos de este tipo de depresiones (Ginés y Ginés, 1995, 2011, 2014), como Coma de Son Torrella o Clot d'Albarca (Fig. 1).

A escala de detalle (elemento geomorfológico, o geoforma), los fondos de estas grandes depresiones kársticas de Mallorca muestran un relieve suave-mente alomado. Éste está compuesto por cursos fluviales principales y una serie de vaguadas, que son tributarias de dichos cursos. Y el terreno situado entre esta red de drenaje, de carácter efímero, está formado por lomas divisorias, de pendiente suave, perfil convexo-cóncavo y una sucesión de lomas secundarias y vaguadas. El contacto entre los fondos de las depresiones y las paredes de las grandes depresiones está cubierto por depósitos de ladera, de tipo coluvionar, sobre los cuales se desarrolla una red de drenaje (Fig. 2).

Estos depósitos coluvionares, ligera-mente incididos por redes de drenaje, también son característicos de los relieves montañosos del entorno de la cantera Son Amat, de modo que fueron utilizados como referente para la obtención de inputs para la realización de diseños GeoFluv – Natural Regrade en la plataforma de la cantera (Fig. 2, Tabla 1). Los inputs para los diseños GeoFluv Natural Regrade procedentes de los referentes o análogos geomorfológicos fueron completados con otros relativos a condicionantes topográficos de la zona de diseño, así como con otros de tipo hidrológico (GEMMA, 2015; Sureda, 2015).

Finalmente, el tercer elemento geomor-fológico que compone las grandes depresiones kársticas (y los relieves más abruptos de las sierras calizas) de Mallorca son una serie de laderas escar-padas y cantiles. Éstos se caracterizan por una dominancia de afloramientos rocosos, sin apenas suelos o vegetación. La morfología en detalle de estos escarpes está condicionada por la mayor o menor resistencia a la erosión física y química,. del sustrato, lo cual está condicionado, en gran



Figura 2. Depósitos coluvionares en la vertiente norte de los relieves sobre los que se sitúa la cantera Son Amat, con canales de tipo A (Rosgen, 1996), los cuales se replicarán en la restauración de la cantera de Son Amat.
Fig. 2. Colluvial deposits at the Northern slope of the upland on which the Son Amat quarry is located, with A-type fluvial channels (Rosgen, 1996), which will be replicated for the restoration of the Son Amat quarry.

INPUTS	UNIDADES	VALOR
Topografía zona diseño		
Altura nivel de base	m.a.s.n.m.	111
Pendiente nivel de base	%	- 0.4
Morfometría referente		
Longitud tramos canales 'A' (Rosgen, 1996)	m	41
Convexidad entre divisoria y canales		29
Densidad de drenaje	m/ha	87.9
Sinuosidad canales 'A' (Rosgen, 1996)		1.06 - 1.1
Sinuosidad canales 'B' (Rosgen, 1996)		1.2 - 1.26
Precipitación asociada a sección de canales fluviales		
Bankfull	cm	1.8
Zona inundable		7.2

Tabla 1. *Inputs* utilizados para el diseño de restauración geomorfológica, mediante GeoFluv, de la plataforma de la cantera Son Amat.
Table 1. Inputs used for the GeoFluv geomorphic design of the Son Amat quarry platform.

medida, por el grado de fracturación. Los patrones de erosión a favor de estas fracturas fueron utilizados para su réplica en los frentes de explotación de la cantera. Las figuras 3 y 4 muestran los diseños obtenidos para la plataforma y para los frentes de explotación.

Discusión

La minería en Baleares ha tenido un rol muy destacado en el crecimiento y desarrollo de diversos sectores productivos de la economía insular. A pesar del aumento de regulaciones que rige el sector de la minería en los últimos años, sus impactos ambientales son aún uno de los temas de mayor preocupación para las administraciones y la población. La restauración abiótica y biótica que se diseñó para esta cantera pretendía restituir bienes y servicios ecosistémicos característicos de esta zona, con el fin de conseguir que el espacio quedara adecuadamente integrado en el entorno natural circundante. Todo ello mediante un plan simultáneo de explotación y restauración.

En esta filosofía, el principio básico a aplicar en la ordenación y restauración de este ámbito de actuación fue, no el de reestablecer las configuraciones naturales perdidas (lo cual es imposible), sino restituir nuevos sistemas naturales, adaptados a las nuevas características del lugar, tras un adecuado plan de explotación. En este sentido, la metodología GeoFluv, complementada con enfoques específicos para los frentes de explotación, se erigió como la mejor técnica disponible, y la más contributiva al plan de restauración ecológica. Su aplicación en Son Amat podría suponer un cambio de paradigma en las restauraciones mineras de Baleares, ya que permitirá desarrollar la actividad minera en un contexto de mayor integración ambiental, y por tanto, de aceptación social y administrativa.



Fig. 3. Superior: propuesta de morfología final de la plataforma, para el final de la explotación de la cantera, sin restauración geomorfológica. Inferior: propuesta de restauración geomorfológica para la misma plataforma.
Fig. 3. Above: proposed topography for the Son Amat platform quarry without geomorphic restoration. Below, geomorphic restoration design for the same platform.

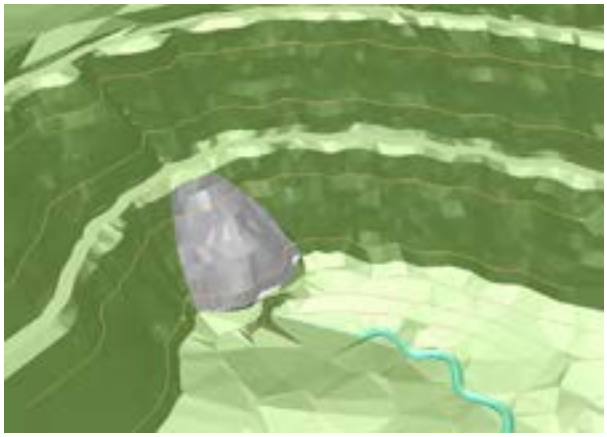


Fig. 4. Comparativa entre el diseño convencional de los frentes de explotación (superior), con taludes y bermas rectilíneos, y propuesta de remodelado geomorfológico (inferior), simulando escarpes rocosos naturales, y conos de derrubios a favor de encajamientos (ver Fig. 5).
Fig. 4. 3D view comparison between the conventional design of the highwall (above), with linear outslopes and benches and proposed geomorphic restoration design (below), replicating natural limestone cliffs, with debris cones at the outlet of small incisions (see Fig. 5).



Fig. 5. Formación de pequeños conos de derrubios, a favor de incisiones en taludes escarpados, en el interior de la cantera Son Amat.
Fig. 5. Development of small debris cones, following small incisions of steep rock outslopes, at the interior of the Son Amat quarry.

El proyecto de restauración de la cantera Son Amat fue elaborado en el otoño de 2015 yobtuvo una Declaración de Impacto Ambiental positiva, por parte de la Comisión de Medio Ambiente de las Islas Baleares, con fecha 26 de enero de 2017. Este caso muestra una propuesta de restauración minera en donde una solución de remodelado geomorfológico va a ser esencial, junto a soluciones complementarias de restauración ecológica, para compatibilizar el desarrollo de una actividad extractiva con la consecución de la máxima integración ecológica y paisajística del espacio transformado. La solución geomorfológica propuesta combina, de modo adaptativo, una selección adecuada de referentes a distintas escalas (paisaje y de detalle), y el establecimiento de procedimientos específicos para diseñar formas similares en formatos CAD.

Agradecimientos

A la empresa Cantera Gravilla Son Amat, por asumir el reto de incorporar estas mejores prácticas en su proceso de explotación-restauración. Un reconocimiento especial a la empresa FOA Ambiental. Se agradece la implicación de la Conselleria de Medio Ambiente y del Servicio de Minas de la Conselleria de Trabajo, Comercio e Industria, del Govern Balear, por reconocer la idoneidad de la propuesta de recuperación ambiental en el marco de la Nueva Ley de Ordenación de la Minería en Baleares, convirtiendo este ejemplo en un referente a seguir para una gestión sostenible de ámbitos similares.

Bibliografía

GEMMA 2015. Análisis de estabilidad de la cantera de Son Amat (Mallorca) ANEXO V: Estudio hidrológico. Grupo de Energía, Minería y Medio Ambiente, Universidad de Oviedo. Informe inédito.

Ginés, A. y Ginés, J. 2011. El modelat exocàrstic de les Balears y les camps de lapiaz de mitajana muntanya Mediterrània a la Serra de Tramuntana de Mallorca. ENDINS, Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 17, 53-68.

Ginés, A. y Ginés, J. 2014. The Karst of the Tramuntana Range, Mallorca Island. En: Gutiérrez, F. y Gutiérrez, M. (eds.), Landscapes and Landforms of Spain, World Geomorphological Landscapes, Springer, 91-100.

Martín-Duque, J.F., Sanz, M.A., Bodoque, J.M., Lucía, A., Martín-Moreno, C., 2010. Restoring earth surface processes through landform design. A 13-year monitoring of a geomorphic reclamation model for quarries on slopes. Earth Surface Processes and Landforms 35, 531–548.

Rosgen, D.L., 1996. Applied River Morphology. Wildland Hydrology, Pagosa Springs, Colorado.

Sureda, L. 2015. Estudio hidrológico-hidráulico de la restauración de la cantera Son Amat (T.M. Porreres, Mallorca). Soluciones de Ingeniería y Management. Informe inédito.

Zapico, I., Martín Duque, J.F., Bugosh, N., Laronne, J.B., Ortega, A., Molina, A., Martín-Moreno, C., Nicolau, N., Sánchez, L. 2017. Geomorphic Reclamation for reestablishment of landform stability at a watershed scale in mined sites: the Alto Tajo Natural Park, Spain. Ecological Engineering 111, 110-116.

Uso de criterios hidrogeomorfológicos para la recuperación de las poblaciones de trucha (*Salmo trutta*) tras una avenida

A. Palau-Nadal[1] y A. P. Figueras Romero[2]

[1] *Grupo de Investigación de Dinámica Fluvial (RIUS), Universitat de Lleida, Lleida, Catalunya*
[2] *ABM Serveis d'Enginyeria i Consulting, SLU.*

THE USE OF HYDROGEOMORPHOLOGICAL AND LIMNOLOGICAL CRITERIA IN ORDER TO RECOVER TROUT POPULATION (*Salmo trutta*) AFTER A HIGH MAGNITUDE FLOOD EVENT: The present case study is focused on 11 river courses of the upper basin of the Garona River (Southern Pyrenees). Floods registered on June 2013 (up to 300 m^3/s; T<50 years), besides affecting many infrastructures, changed the morpho-sedimentary characteristics of these rivers and, consequently the physical habitat of fish, especially for the indigenous species such as brown trout; *Salmo trutta* and cavilat; *Cottus hispaniolensis*. This study presents a simplified Habitat Quality Index (hereafter ICH) for its use at a regional scale, which integrates ecological river properties (trophic condition associated to the Stream Order according to River Continuum Concept), and trout habitat assessment techniques based on hydro-geomorphological variables. The final objective of this ICH index is to define the sections of the rivers with potential optimal aptitudes for trout repopulation in order to recover their population. Results indicate that, in general, these optimal sections are located in the lowermost parts of the tributaries rather than in the main courses.

Palabras clave: ICH índex, hábitat físico, hidrogeomorfología, trucha, repoblación
Key words: ICH index, physical habitat, hydrogeomorphology, brown trout, repopulation

Introducción

Este trabajo se centra en la cuenca alta del río Garona (Sur de los Pirineos) y se desarrolla sobre 89,4 kilómetros de sus principales cursos fluviales (Figura 1). La cuenca del río Garona estudiada supone el 0,97% del total, y su caudal medio diario (1940-2000) es de aproximadamente 11 m^3/s.

Las crecidas de junio de 2013, con caudales estimados de hasta 300 m^3/s (T<50 años), generaron importantes daños materiales, modificaron de forma intensa la morfología de los cauces y, en consecuencia, el hábitat de las especies ícticas autóctonas (trucha, *Salmo trutta* y cavilat, *Cottus hispaniolensis*).

Existe una bien conocida relación entre las características morfométricas de las cuencas, la hidrología (Jones, 1997) y el ecosistema fluvial (River Continuum Concept –RCC– Vannote et al., 1980).

Las características morfológicas, sedimentológicas e hidráulicas del cauce (velocidad, profundidad y rugosidad) desempeñan un papel clave en el funcionamiento ecológico de los ríos (Hynes, 1970) y en la disponibilidad de hábitat físico para peces (Bovee, 1982).

Este estudio presenta un sencillo Índice de Calidad de Hábitat (ICH) para su aplicación a nivel de cuencas de tamaño medio (< 600 Km^2) que relaciona el Orden Jerárquico (*Stream Order*) de los cursos de agua y su condición trófica (RCC), con el hábitat físico para la trucha (Platts, 1979; Barila et al. 1981).

La finalidad del ICH es disponer de un criterio objetivo para determinar los tramos de río con mejor aptitud potencial para la repoblación de trucha autóctona de cara a recuperar sus efectivos poblacionales después de importantes perturbaciones físicas.

Material y metodos

Frente a la imposibilidad material de abordar un estudio de toda la cuenca de estudio a escala de mesohábitat, la información necesaria para la aplicación del ICH se obtuvo de fuentes disponibles o de datos concretos obtenidos *ad hoc* (ABM, 2015).

En primer lugar, se realizó una caracterización del Orden Jerárquico de la red de drenaje (Sthraler, 1977) a escala 1:200.000 de acuerdo con Hynes (1970).

Para las pendientes de los cauces se utilizó la información LIDAR del Instituto Geográfico Nacional (1:1.000).

A partir del Orden Jerárquico y las pendientes se seleccionaron 3.525 secciones de referencia situadas a lo largo de 57 tramos ubicados en los 11 cursos de agua estudiados

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

Curso fluvial	Long. (Km)	Nº tramos	Nº secciones	Pendiente media (%)
Garona	37,8	17	1.495	2,0
Ruda	4,6	4	182	4,9
Malo	2,1	3	82	19,7
Aiguamòg	2,9	4	112	6,0
Unhòla	4,6	6	178	6,3
Valarties	7,8	4	307	6,4
Nere	6,5	4	256	7,6
Salient	2,1	1	82	10,7
Varradòs	10,0	5	396	7,1
Joeu	4,0	4	156	5,6
Toran	7,1	5	279	5,5
Totales	89,4	57	3.525	4,9

Tabla 1. Secciones de referencia.
Tabla 1. Reference sections.

(Tabla 1). Con la aplicación HEC-GeoRAS© se estableció la geometría de cada una de las secciones de referencia.

La caracterización granulométrica se obtuvo de estudios anteriores (ABM, 2015), mientras que el estudio hidrológico se llevó a cabo a partir de los datos de las estaciones de aforo de la Confederación Hidrográfica del Ebro y la Agència Catalana de l'Aigua, para los periodos de registros disponibles entre 1940 y 2013, obteniéndose los percentiles Q_5 a Q_{95} (de 5 en 5), como caudales característicos.

A continuación, para cada sección y caudal característico, se calculó el nivel de agua y la velocidad media a partir del método de Man**1.** ning.

Para el cálculo del hábitat físico de la trucha se siguió la metodología clásica IFIM-PHABSIM (Bovee, 1982), con la variante de no trabajar con unidades de superficie sino con porcentajes de idoneidad. Para ello se transformaron los valores de profundidad, velocidad y tipo de sustrato en cada sección a idoneidad (%) mediante las curvas de preferencia disponibles en el estudio del ACA (2008). No se midió por tanto la cantidad total de hábitat físico, sino su calidad o proporción en cada una de las 3.525 secciones (s_i), mediante la siguiente expresión:

$$HPUs_i = [(I_v \cdot I_p \cdot I_s)^{1/3}] \cdot 100$$

Donde $HPUs_i$ es el Hábitat Potencial Útil de cada sección expresado en tanto por ciento y I_v, I_p y I_s son los índices de idoneidad de velocidad, profundidad y sustrato obtenidos por aplicación de las curvas de preferencia, expresados en tanto por uno.

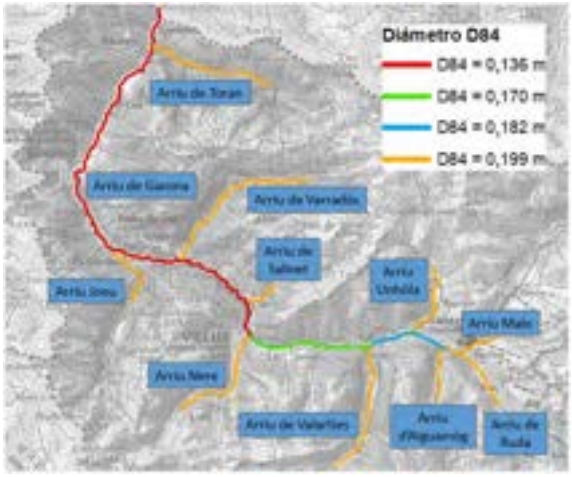


Fig. 1. Cursos fluviales estudiados y distribución del tamaño D_{84} del sedimento del lecho del río.
Fig. 1. Distribution of the percentile 84 of the surface grain size distribution along the studied river reaches.

Dado que el hábitat físico disponible varía con el caudal circulante, se calculó el $HPUs_{máximo}$ en cada sección a partir de la simulación de todos los caudales característicos (Q_5 a Q_{95}). A continuación, el $HPUt_i$ representativo de cada tramo (t_i) se obtuvo como la media de los $HPUs_{máximo}$ ponderados por el ancho de cada una de las secciones.

Resultados y discusión

La figura 1 muestra la localización de los cauces estudiados y el diámetro característico de los materiales del lecho en cada tramo.
A partir del estudio morfométrico, el máximo Orden Jerárquico obtenido ha resultado ser de 4 en el último tramo del río Garona (Tabla 2 y Figura 2). La distribución del Orden Jerárquico ha permitido calcular la relación de bifurcación (cociente entre el número de segmentos de un Orden y el correspondiente para un Orden superior). El valor medio para elárea de estudio es de 4,48, valor que se sitúa dentro de los intervalos de referencia para este tipo de cuencas (entre 3 y 5) según Strahler (1977).

Nº de Orden	Nº de segmentos	Relación de bifurcación	Long. total (km)
1	76		172,07
2	13	5,85	66,15
3	5	2,60	28,28
4	1	5,00	37,91
Promedios		4,48	76,10

Tabla 2. Principales características de los cauces de estudio.
Tabla 1. Main characteristics of the studied river segments.

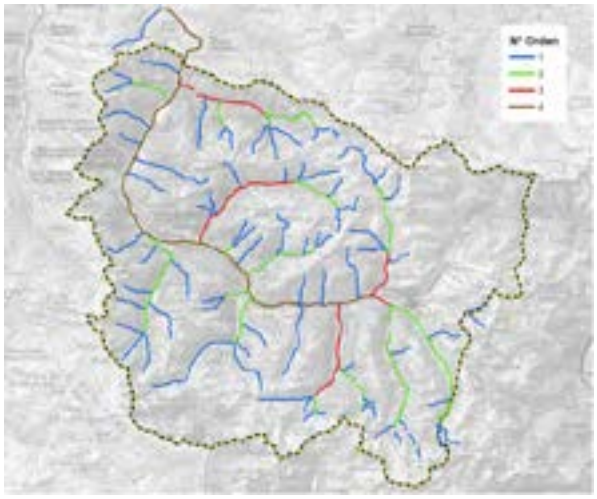


Fig. 2. Cuenca del río Garona estudiada y distribución del Orden Jerárquico de los cauces (escala 1:200.000).
Fig. 2. The Garona catchment and the diustribution of the Stream Order (1: 200.000).

De acuerdo con la teoría RCC (Vannote et al., 1980) en el paso de Orden de 2 a 3 se suele dar el cambio de las condiciones heterótrofas propias de las cabecera a condiciones autótrofas donde la capacidad productiva del río es muy superior, menos dependiente de aportes alóctonos y con mayores recursos tróficos para soportar redes tróficas complejas y diversas. Estos cambios son visibles a nivel de comunidad de macroinvertebrados bentónicos, que constituyen el alimento básico para la trucha. De acuerdo con RCC y Anderson y Sedel (1979), a partir del Orden 4 la materia orgánica particulada fina aumenta y supera a la materia orgánica particulada gruesa transportada por el flujo de agua. Este cambio tiende a disminuir los recursos tróficos disponibles para los peces. De lo expuesto se deduce que, los tramos de Orden 3 son potencialmente los más productivos y por tanto los más adecuados para llevar a cabo actuaciones de repoblación piscícola, siempre que las condiciones de hábitat físico no sean desfavorables o limitantes. Cabe indicar que, en el caso de la trucha, los requerimientos de hábitat físico son sustancialmente distintos, según el estadio dedesarrollo considerado (alevín, juvenil o adulto), siendo el alevín el estadio de uso preferente en las repoblaciones.

Número de Orden	CTC
1	0,50
2	0,80
3	1,00
4	0,65

Tabla 3. Valores del coeficiente trófico corrector (CTC).
Tabla 3. Coefficient trophic values (CTC).

De acuerdo con la metodología expuesta, el Índice de Calidad de Hábitat de cada tramo ($ICHt_i$) se ha estimado a partir de la siguiente expresión:

$$ICHt_i = HPUt_i \cdot CTCt_i$$

Donde $HPUt_i$ es el Hábitat Potencial Útil de cada tramo y $CTCt_i$ es el Coeficiente Trófico Corrector (adimensional), cuantificado según la tabla 3, que presenta valores distintos en función de la asignación de cada tramo de río a un Orden determinado. Se ha otorgado la máxima valoración a los tramos de Orden 3, de acuerdo con el cambio de condición trófica ya indicado.

La figura 3 muestra el resultado del cálculo del ICH para cada tramo de estudio para la repoblación de trucha autóctona mediante alevines.

Globalmente el valor de ICH (%) para alevines de trucha es más alto en los afluentes del río Garona que en su curso principal, a excepción del río Malo. Este resultado viene determinado por el CTC y es ecológicamente coherente, en la medida en que los tributarios, por sus características morfológicas e hidrológicas y su mayor productividad, suelen ser ambientes fluviales más propicios para el alevinaje, que los cursos principales, de mayores dimensiones donde el hábitat físico para este estadio

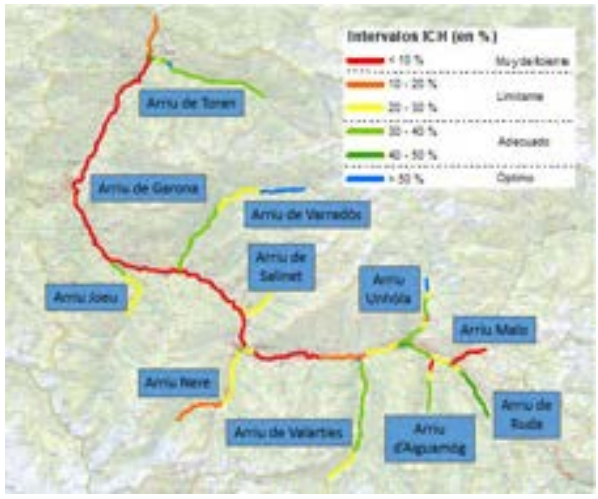


Fig. 3. Distribución espacial del ICH y tramos propuestos para la repoblación con alevines.
Fig. 3. Spatial distribution of ICH and proposed reaches for repopulation with fingerling

de desarrollo acostumbra a quedar limitado a las zonas de orilla.

En algunos tramos de río se da un ICH óptimo (>50%) al disponer de valores altos de HPU, a pesar de una cierta penalización por un CTC más bien bajo. Estas zonas son tramos de cabecera con un Orden Jerárquico relativamente bajo, como la cabecera del río Unhòla y Varradòs, y un pequeño segmento en la zona baja del río Toran. Sobre estos tramos cabe indicar que, para una especie más bien sedentaria como la trucha (Rocaspana, 2017), no serían los más adecuados para la repoblación con alevines debido a su localización aislada y por lo tanto, su difícil conexión con el resto de la red de drenaje.

Conclusiones

La planificación de actividades de gestión ambiental a nivel de cuenca, como es el caso de las repoblaciones piscícolas, puede acusar una cierta falta de objetividad y de ajuste a la realidad ecológica de los tramos de río disponibles.

El cálculo del ICH a escala de cuenca no requiere necesariamente trabajos de campo exhaustivos y puede llevarse a cabo complementándose con información geográfica disponible (datos LIDAR) y ejercicios de modelización hidráulica sencillos. El ICH permite relacionar de forma sencilla aspectos ecológicos (condición trófica de los cursos de agua) con aspectos hidromorfológicos (hábitat físico disponible para especies concretas de peces y sus estadios de desarrollo). Los resultados obtenidos son en general coherentes, pero podrían aún mejorarse incorporando al ICH algún criterio de valoración que tuviera en cuenta la localización de los tramos de río y su grado de aislamiento, en cuanto a conectividad fluvial.

Agradecimientos

Este estudio se ha desarrollado conjuntamente con la empresa ABM, Serveis d'Enginyeria i Consulting, S.L.U. bajo el patrocinio del Plan de Conservación de la Biodiversidad de Endesa. El primer autor tiene una beca predoctoral de la Universidad de Lleida. El Grupo de Investigación de Dinámica Fluvial-RIUS es Grupo Consolidado reconocido por la Generalitat de Catalunya (2014 SGR 645).

Bibliografía

ABM. 2015. Estudio de caracterización hidro-geomorfológica del río Garona en la Vall d'Arán. Memoria y Anejos. Documento técnico inédito.

ACA, 2008. Càlcul de cabals ambientals a les conques del Segre, Matarranya, Sénia i afluents del Baix Ebre a Catalunya i validació biològica en trams significatius de la xarxa fluvial de Catalunya. Generalitat de Catalunya, 130 pp.

Anderson, N.H. y Sedel, J.R. 1979. Detritus processing by macroinvetebrates in stream ecosystems. Annual Review of Entomology 24: 351-377.

Barila, T.Y., David Williams, R. y Stauffer, J. 1981. The Influence of Stream Order and Selected Stream Bed Parameters on Fish Diversity in Raystown Branch, Susquehanna River Drainage, Pennsylvania. The Journal of Applied Ecology 18: 125-131.

Bovee, K.D. 1982. A guide to stream habitat assessment using the Instream Flow Incremental Methodology. Instream Flow Information Paper No. 12, FWS/OBS-82/26. USFWS. Fort Collins.

Hynes, H.B.N. 1970. The Ecology of running waters. University Press. Liverpool, 555 pp.

Jones, J.A.A. 1997. Global Hydrology: Processes, Resources and Environmental Management, Longman. England, 399 pp.

Platts, W.S. 1979. Relationships among stream order, fish populations, and aquatic geomorphology in an Idaho river drainage. Fisheries 4: 5–9.

Rocaspana, R. 2017. Efectos de las puntas de caudal hidroeléctricas (hidropuntas) en las poblaciones de trucha común (Salmo trutta) de ríos pirenaicos. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona, 130 pp.

Strahler, A.N. 1977. Geografía física. 3ª ed. Española. Ed. Omega. Barcelona, 767 pp.

Vannote, R.L., Minshall, G.W., Cummins, K.W., Sedell, J.R., y Cushing, C.E. 1980. The River Continuum Concept. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science 37: 130-137.

Evaluación del volumen de sedimentos retenidos en diques de corrección hidrológica mediante MDE de alta resolución

A. Alfonso-Torreño, Á. Gómez-Gutiérrez, S. Schnabel,
J.J. de Sanjosé Blasco y M. Sánchez Fernández

Instituto de Desarrollo Territorial Sostenible (INTERRA), Universidad de Extremadura, Cáceres, Cáceres

ASSESSING THE VOLUMEN OF SEDIMENT RETAINED IN HYDROLOGICAL CORRECTION CHECK DAMS BY MEANS OF HIGH RESOLUTION DEM: Overgrazing is one of the main factors involved in the erosion of the dehesa landscape. Check dams are useful structures to establish soil deposition rates. The Unmanned Aerial Vehicles (UAV) combined with Structure-from-motion (SfM) photogrammetry allowed to acquire high resolution aerial photos. Our study aims to estimate sediments accumulated in 160 check dams located in a dehesa farm in SW Spain. The methodology consists of flying the area with an UAV to acquire high-resolution photographs and to process DEMs and point clouds through SfM phtogrammetry. Finally, the volume of sediments deposited was estimated. The average rate of sediment deposition was 0.07 m3 ha-1 y-1. The total volume deposited in the check dams was 424.15 m3, resulting in an average deposition rate of 0.13 m3 y-1. Check dams located in valley bottoms and with longer walls retained more sediment. These results are useful to assess sediment control in check dams and erosion processes in dehesa landscapes.

Palabras clave: retención de sedimentos, control de la erosión, diques, SfM+UAV, MDE.
Key words: sediment trapping, erosion control, check dams, SfM+UAV, DEMs.

Introducción

La erosión del suelo representa un importante proceso de degradación de la tierra en todo el mundo (Valentín et al., 2005). La deforestación, el pastoreo excesivo y los cambios en el uso del suelo son factores que fomentan la erosión en la dehesa. Los dos principales procesos erosivos en este ecosistema son la erosión laminar en laderas y la erosión en cárcavas en vaguadas (Schnabel y Gómez Amelia, 1993).

Estudios desarrollados en ambientes adehesados durante el período 1990-1997 determinaron una tasa media de erosión laminar de 0.63 t ha^{-1} a^{-1} (Schnabel et al., 2010); trabajos más recientes han estimado tasas de erosión laminar del suelo de 21-38 t ha^{-1} y^{-1} (Rubio-Delgado, 2017). Para el periodo 1990-1997 Schnabel et al. (2010) determinaron una tasa media de erosión en cárcavas de 1.55 t ha^{-1} a^{-1}. Estudios recientes en dehesas han estimado una tasa de erosión en cárcavas de 4,17 m^3 a^{-1} (Gómez-Gutiérrez et al., 2012), lo que equivale a una pérdida de suelo de 0,07 t ha^{-1} a^{-1} (Schnabel et al., 2013).

Los diques de corrección hidrológica son estructuras útiles para la retención de sedimentos. Existen varios métodos para estimar el volumen acumulado: los métodos geométricos (Castillo et al., 2007; Romero-Díaz et al., 2007) y los métodos topográficos (Bellín et al., 2011; Sougnez et al., 2011; Díaz et al., 2014). Estos últimos son más precisos en la estimación del depósito pero requieren un intenso trabajo de campo (Ramos-Diez et al., 2017). El reciente desarrollo de UAVs facilita la adquisición de fotografías aéreas de alta resolución que permiten la obtención de nubes de puntos, MDE y ortofotos mediante fotogrametría SfM.

El objetivo de este trabajo es estimar el volumen de sedimentos depositados en diques establecidos hace 23 años en una finca adehesada.

Área de estudio

El estudio se llevó a cabo en 6 cuencas (293 ha), ubicadas en una dehesa boyal en el suroeste de la Península Ibérica (Fig. 1).

Las seis cuencas forman parte de una extensa superficie de erosión con una topografía ondulada. La altitud media es de 327 msnm y la pendiente es del 18,9%. Se trata de cuencas de bajo orden con una red de drenaje que fluye hacia el sur donde se une al río Almonte (afluente del río Tajo). Los canales

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

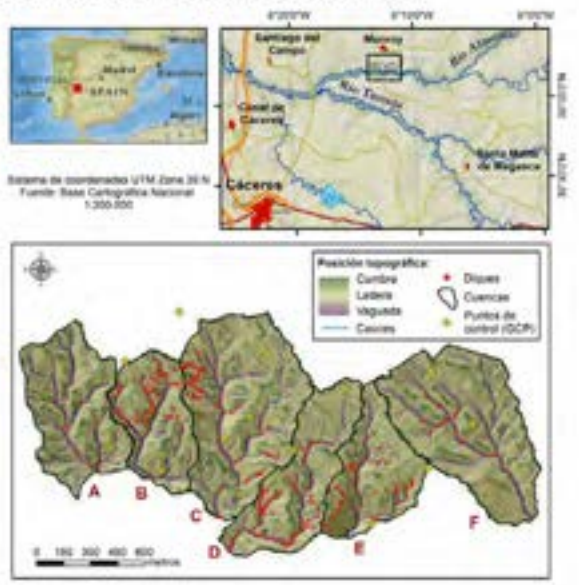


Fig. 1. Localización del área de estudio y la ubicación de los diques según el índice de posición topográfica (Weis, 2001).
Fig. 1. Location of the study area and the check dams' position according to the topographic position index) (Weis, 2001)

drenaje que fluye hacia el sur donde se une al río Almonte (afluente del río Tajo). Los canales principales tienen una longitud media de 1,3 km con afluentes efímeros y discontinuos. La mayoría de los suelos de la zona son poco profundos, predominan los Cambisoles y Leptosoles (FAO, 1998). El clima es mediterráneo con una temperatura y precipitación media anual de 16ºC y 514 mm respectivamente, con una alta estacionalidad. La vegetación está formada principalmente por encinas (*Quercus ilex*) distribuidas de forma dispersa, con vegetación herbácea en el sotobosque. El pastoreo es el principal uso de la explotación con 425 cabras, 125 vacas, 10 cerdos y 35 caballos.

Material y métodos

Trabajo de campo y fotogrametría

Las fotografías aéreas se adquirieron utilizando un UAV de ala fija (Ebee de Sensefly) que llevaba a bordo un sensor Sony WX220 (18 Mpx). La altura de vuelo fue de 60 m. Se registraron trece puntos de control en terreno (GCP) usando un GPS diferencial para escalar y georreferenciar el modelo 3D. Las fotografías y los GCP se usaron como entrada en el procesado SfM. El software Pix4D se utilizó para este fin, generando la nube de puntos, MDEs y ortofotografías.

Estimación del volumen de sedimento

Se necesitaron dos MDE para estimar el volumen de sedimentos acumulados en los diques. El primero representa la topografía actual y es el MDE derivado del procesado SfM. La superficie anterior a la construcción del dique se obtuvo digitalizando el depósito de sedimento, suprimiendo la nube de puntos dentro de ese polígono e interpolando la superficie antecedente utilizando los puntos circundantes con el algoritmo ANUDEM (Hutchinson, 1989) en ArcMap (herramienta *topo to raster*). Este proceso tiene en cuenta la topografía del valle, generalmente inclinada, y la pendiente original del canal, normalmente más suave.

Se utilizó un enfoque *DEMs of Difference* (DoD) (Wheaton et al., 2010) para restar el MDE actual del pretérito. Con el fin de incluir la alteración geomorfológica real, el error cuadrático medio (RMSE) del proceso SfM y los errores de interpolación asociados a la superficie pretérita se incorporaron en el análisis DoD como umbral para la detección de cambios. Los errores individuales en los MDE se pueden propagar al DoD (Brasington et al., 2003) como:

$$E_{DoD} = \sqrt{(E_{MDE1})^2 + (E_{MDE2})^2}$$

donde E_{DoD} es el error propagado en el DoD, E_{MDE1} es el error de interpolación asociado al MDE pretérito (antes de la construcción del dique) y el E_{MDE2} es el RMSE del MDE derivado de SfM (después de la construcción del dique). El error de interpolación para la superficie previa se obtuvo simulando diques virtuales y sus depósitos asociados. La nube de puntos dentro del polígono que simula el depósito y el dique fueron suprimidos. Posteriormente, usamos el algoritmo de *topo to raster* para representar la superficie en el dique virtual y lo comparamos con el MDE actual. Se espera que este error de interpolación sea variable dependiendo de la posición topográfica y del tamaño del dique.

Además, la profundidad del depósito de sedimentos estimado por este método (UAV +

SfM + ANUDEM + DoD) fue validada utilizando datos de campo. Se usó una barrena para muestrear la profundidad del depósito en 14 ubicaciones diferentes en los diques y los valores medidos se compararon con las profundidades estimadas.

Finalmente, las tasas de deposición se calcularon considerando las fechas de construcción de los diques que oscilaron entre 1994 y 2006.

Resultados

Se obtuvo una nube de puntos con una densidad volumétrica media de 39,22 pts m^3, MDE y 1257 ortofotografías con una distancia de muestreo de tierra de 0,04 m, resultado del procesamiento de SfM. La Fig. 2 muestra la relación entre la profundidad estimada del sedimento y profundidad medida en el campo, lo que indica un excelente poder predictivo de la profundidad del depósito sedimentario mediante la metodología propuesta.

La Tabla 1 presenta estadísticas descriptivas del volumen de sedimento retenido en los diques para cada cuenca y la Tabla 2 muestra estadísticas del sedimento acumulado en función de la posición topográfica y de la longitud del muro del dique.

Se identificaron y digitalizaron 269, de los cuales, solo 160 fueron adecuados para cuantificar el volumen de sedimentos depositados. El volumen total depositado fue de 424,15 m^3 con una media de 2,65 m^3 por dique.

Un total de 123 diques (77%) acumularon menos de 1 m^3 de sedimento, de los cuales 101 retuvieron menos de 0,5 m^3.

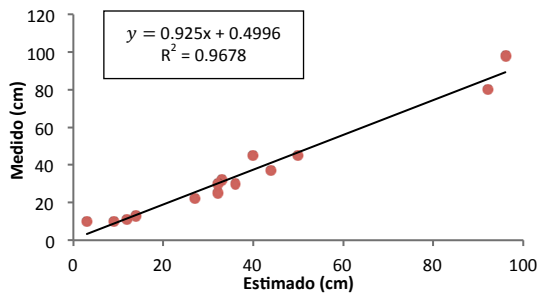


Fig. 2. Relación entre la profundidad del sedimento estimada mediante la metodología propuesta y la observada en campo.

Fig. 2. Relationship between the sediment depth estimated by the proposed methodology and the sediment depth measured at field.

Catchment	N	Mean m^3	STD m^3	Minimum m^3	Maximum m^3
A	7	34.34	40.82	0.00	108.35
B	43	0.76	3.01	0.00	19.94
C	29	1.35	3.06	0.00	11.70
D	49	0.56	0.67	0.00	2.91
E	21	2.00	3.46	0.00	11.34
F	11	3.85	4.60	0.44	13.91
All	160	2.65	10.81	0.00	108.35

Tabla 1. Volumen de sedimentos retenidos en cada cuenca. STD=Desviación estándar

Tabla 1. Sediment volume retained in each catchment. STD=Standard deviation

Por cuencas hidrográficas, A es la que presenta un mayor volumen de sedimentos en los diques, posiblemente relacionado con su mayor antigüedad (construidos en 1994). El resto de cuencas muestra volúmenes de sedimentos similares, destacando por arriba la cuenca F y por abajo la D. La tasa media de deposición en cada dique fue de 0,13 m^3 a^{-1}, lo que representa una tasa de deposición de 0,07 m^3 ha^{-1} a^{-1}.

Los diques ubicados en vaguada retuvieron una mayor cantidad de sedimentos, particularmente aquellos con el muro más largo (>8 m) con 7,16 m^3 de media. Por otro lado, los diques situados en laderas retuvieron menos sedimentos, especialmente aquellos con muros de menor longitud (<8 m) con una media de 0,24 m^3.

Conclusiones

El uso simultáneo de un UAV de ala fija y fotogrametría SfM posibilitó producir nubes

Posición topográfica y longitud del dique	N	Media m^3	STD m^3	Min. m^3	Máx. m^3
Ladera / Largo	10	0.47	0.47	0.00	1.07
Ladera / Corto	34	0.24	0.31	0.00	1.10
Vaguada / Largo	55	7.16	17.68	0.00	108.35
Vaguada / Corto	61	0.29	0.28	0.00	1.09

Tabla 2. Volumen de sedimentos retenidos en los diques en función de su posición topográfica y longitud. STD=Desviación estándar

Tabla 2. Volume of sediment retained in check dams with different topographic location and length. STD=Standard deviation

de puntos, MDE y ortofotografías de alta resolución. La simulación de la superficie pretérita permitió comprender la magnitud del error y el uso del enfoque DoD. El trabajo de campo validó la metodología propuesta con estimaciones precisas de la profundidad del sedimento en diferentes sitios.

La tasa de deposición media de sedimentos fue de 0,13 m^3 a^{-1} y un volumen depositado total de 424,15 m^3 (1,45 m^3 ha^{-1}). Los diques ubicados en vaguadas y con muros más largos retuvieron más sedimentos.

Estos resultados son valiosos para comprender la magnitud y la variabilidad espacial de las tasas y los procesos de erosión del suelo en paisajes de dehesa.

Agradecimientos

Alfonso-Torreño es beneficiario de una ayuda predoctoral (PD16004) de la Junta de Extremadura. Este estudio fue financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad (CGL2014-54822-R).

Bibliografía

Bellín, N., Vanacker, V., van Wesemael, B., Solé-Benet, A., Bakker, M.M. 2011. Natural and anthropogenic controls on soil erosion in the internal Betic Cordillera (southeast Spain). Catena, 87, 190–200.

Brasington J., Langham J., Rumsby, B. 2003. Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. Geomorphology 53 (3–4), 299–316.

Castillo, V. M., Mosch, W. M., García, C. C., Barberá, G. G., Cano, J.A.N., López-Bermúdez, F. 2007. Effectiveness and geomorphological impacts of check dams for soil erosion control in a semiarid Mediterranean catchment: el Cárcavo (Murcia, Spain). Catena, 70, 416–427.

Díaz, V., Mongil, J., Navarro, J. 2014. Topographical surveying for improved assessment of sediment retention in check dams applied to a Mediterranean badlands restoration site (Central Spain). Journal of Soils and Sediments, 14, 2045– 2056.

FAO. 1998. World Reference Base for Soil Resources, World Soil Resources Reports 84. FAO, Roma.

Gómez-Gutiérrez, Á., Schnabel, S., De Sanjosé, J.J., Lavado Contador, J.F. 2012. Exploring the relationships between gully erosion and hydrology in rangelands of SW Spain. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues, 56, 27–44.

Hutchinson, M.F. 1989. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. Journal of Hydrology 106, 211-232.

Ramos-Diez, I., Navarrro-Hevia, J., San Martín Fernández, R., Mongil-Manso, J. 2017. Final analysis of the accuracy and precision of methods to calculate the sediment retained by check dams. Land degradation & development, 28, 2446-2456.

Romero-Díaz, A., Alonso-Sarriá, F., Martínez-Lloris, M. 2007. Erosion rates obtained from check-dam sedimentation (SE Spain). A multi-method comparison. Catena, 71, 172–178.

Rubio-Delgado, J., Guillén, J., Corbacho, J.A., Gómez-Gutiérrez, Á., Baeza, A., Schnabel, S. 2017. Comparison of two methodologies used to estimate erosion rates in Mediterranean ecosystems: 137Cs and exposed tree roots. Science of the Total Environment, 605-606, 541–550.

Schnabel, S., Ceballos Barbancho, A., Gómez-Gutiérrez, Á. 2010. Erosión hídrica en la dehesa extremeña. En Schnabel, S., Lavado Contador, J.F., Gómez Gutiérrez Á., García Marín, R. (Eds.): Aportaciones a la Geografía Física de Extremadura con especial referencia a las dehesas, Asociación Profesional para la Ordenación del Territorio, el Ambiente y el Desarrollo Sostenible, España, 153–185.

Schnabel, S., Dahlgren, R.A., Moreno-Marcos, G. 2013. Soil and water dynamics. En Campos, P.; Oviedo, J.S.; Díaz, M.; Montero, G. (Eds.): Mediterranean oak woodland working landscapes, Dehesas of Spain and Ranchlands of California, Springer, 91–122.

Schnabel, S., Gómez Amelia, D. 1993. Variability of gully erosion in a small catchment in south-west Spain. Acta Geológica Hispánica. 28, 27–35.

Sougnez, N., van Wesemael, B., Vanacker, V. 2011. Low erosion rates measured for steep, sparsely vegetated catchments in southeast Spain. Catena, 84, 1–11.

Valentín, C., Poesen, J., Li, Y. 2005. Gully erosion: Impacts, factors and control. Catena, 63, 132-153.

Weiss, A. 2001. Topographic Position and Landforms Analysis. Poster presentation, ESRI User Conference, San Diego, CA.

Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E., Sear, D.A. 2010. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. Earth Surface Processes and Landforms 35, 136-156.

Caracterización cuantitativa de la discontinuidad longitudinal de la carga de fondo en un río fuertemente modificado: el Ródano en Francia

D. Vázquez Tarrío[1], M. Tal[2], B. Camenen[3] y H. Piegay[4]

[1] *INDUROT, Universidad de Oviedo, Mieres, Oviedo, Asturias*
[2] *Aix-Marseille Univ, CNRS, CEREGE UMR 7330, Aix en Provence, France*
[3] *IRSTEA, UR HHLY, Villeurbanne, France*
[4] *Université de Lyon, CNRS UMR 5600 EVS, Lyon, France*

QUANTIFYING THE LONGITUDINAL BED LOAD DISCONTINUITY OF A HEAVILY MANAGED LARGE RIVER: THE RHÔNE RIVER IN FRANCE: A century and a half of human modifications (river training, gravel mining, hydropower damming) have drastically altered bed load transport capacities along the Rhone River. We are using 1D hydraulic modelling and bed load computations coupled with an extensive dataset of measured grain sizes and channel bathymetry to estimate present-day transport capacities along the entire length of the Rhone River (France). We compared these to pre-management estimates based on model runs for an unimpeded flow regime and computations based on finer (pre-armouring) grain sizes. The results provide an overview of how transport capacities vary along the Rhone and how they compare to pre-management rates.

Palabras clave: Carga de fondo, Modelización hidráulica, Ródano
Key words: Bed load transport, Hydraulic modelling, Rhône river

Introducción

La evolución geomorfológica reciente del río Ródano (Francia) ha estado fuertemente controlada por diversas modificaciones antrópicas llevadas a cabo durante los últimos 150 años: trabajos orientados a promover la navegación fluvial, extracción de gravas y aprovechamiento hidroeléctrico (Bravard, 1987; Parrot, 2015). Estas intervenciones han supuesto una perturbación muy importante de la morfología del canal fluvial, del régimen hidrológico y de los balances de sedimento a lo largo del corredor longitudinal del Ródano. En este trabajo presentamos los resultados de un estudio orientado a estimar las capacidades de transporte de sedimento como carga de fondo en el Ródano actual y presentar hipótesis sobre cómo estás capacidades han podido evolucionar en respuesta a las intervenciones sobre el canal.

En un primer momento, hemos combinado un modelo hidráulico 1D, calibrado y validado para todo el corredor rodaniano, con datos granulométricos y ecuaciones de transporte de sedimento para caracterizar las capacidades de transporte actuales. En una segunda parte de la investigación, hemos repetido la modelización hidráulica y las estimaciones de transporte para un régimen no regulado. Asimismo, hemos analizado la sensibilidad de las estimaciones de transporte a la granulometría introducida (superficial vs subsuperficial), con el objetivo de explorar los efectos del acorazamiento sobre las capacidades de transporte.

Los resultados de este trabajo aportan una imagen global de las capacidades actuales para movilizar la carga de fondo a lo largo del Ródano y ofrecen pistas para explorar cómo estas capacidades han podido evolucionar durante el último siglo y medio en respuesta a las perturbaciones antrópicas.

Área de estudio

El Ródano es un gran río europeo y uno de los principales suministradores de agua y sedimento en suspensión al Mediterráneo Occidental. Nace en el paso de Furka en los Alpes Suizos y discurre a lo largo de 812 km antes de desembocar en el delta de Camargue en el Mediterráneo, drenando una superficie de 98500 km^2. En este trabajo nos hemos centrado únicamente en la parte francesa del Ródano: los aproximadamente dos tercios de corredor fluvial (512 km) que circulan aguas abajo del Lago Léman en Ginebra y que pueden ser considerados un sistema independiente, pues el Lago Léman actúa

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

como una trampa de sedimentos perfecta, impidiendo todo tránsito del sedimento aguas abajo (Bravard, 1987; Provansal et al., 2010; Parrot, 2015).

Esta parte francesa del río se ha visto sometida a lo largo del último siglo y medio a dos principales fases de manejo fluvial (Bravard, 1987; Provansal et al. 2010; Parrot, 2015). La primera comienza a finales del s. XIX-principios del s. XX y consistió en el confinamiento del canal en una banda estrecha, mediante la construcción de diques y costillas transversales, con el objetivo de promover la navegación (los llamados trabajos "Girardon"). La segunda fase, comienza en 1948, y significó la construcción de toda una serie de presas y canales de derivación que desvían una gran parte del caudal hacia turbinas hidroeléctricas de agua fluyente, antes de restituirla de nuevo al canal principal. Finalmente, las extracciones de gravas fueron abundantes desde los años 1950 hasta los años 1990. Como resultado de estos trabajos, hoy día el Ródano está canalizado a lo largo de sus 300 km inferiores, además de estar fuertemente fragmentado por el conjunto de 19 presas y canales de derivación construidos en la segunda mitad del siglo XX.

La primera fase fue bastante efectiva teniendo en cuenta los objetivos para los que fue construida: mantener un tirante de agua mínimo para la navegación. Así, el confinamiento del canal en una franja estrecha supuso el abandono progresivo de brazos secundarios (Bravard, 1987) y una incisión media del lecho de 1.2-1.6 m (Parrot, 2015). Como consecuencia principal de la segunda fase, el Ródano ofrece hoy día una morfología en planta muy particular. A lo largo de su recorrido muestra una secuencia escalonada de 19 segmentos (de una decena de km) que repiten siempre el mismo patrón (Fig. 1): una presa aguas arriba, cuya misión es retener el agua con el objeto de derivar una parte importante del caudal al canal de derivación; a continuación, el canal natural del Ródano, "corto-circuitado" por el canal artifical de derivación; dicho canal de derivación, donde el agua discurre hasta encontrar aguas abajo una turbina hidroeléctrica; una vez turbinada, el agua es restituida de nuevo al canal principal del Ródano, donde circula todo el caudal hasta encontrar aguas abajo la siguiente presa de derivación y repetirse la misma secuencia.



Fig. 1. Morfología en planta típica de un sector del Ródano comprendido entre dos presas sucesivas.
Fig. 1. Typical planform for an interdam-sequence in the present-day Rhône river.

Metodología

Este estudio utiliza un modelo hidráulico 1D desarrollado "a medida" para todo el corredor longitudinal del Ródano francés por IRSTEA (Lyon). La geometría del modelo está definida a partir de secciones transversales de la batimetría tomadas a intervalos regulares de 500 m. El modelo incorpora las reglas de derivación de los embalses y los canales de derivación. Este modelo ha sido calibrado y validado para una larga gama de caudales utilizado perfiles de la lámina de agua tomados por la CNR (Compañía Nacional del Ródano) (Dugué y otros, 2015).

A partir de los registros hidrológicos disponibles en 10 estaciones de aforo localizadas a lo largo del corredor del Ródano, se ha construido una curva de caudales clasificados para todo el continuo longitudinal. Esta curva ha sido utilizada para definir las condiciones de entrada de agua al modelo. Los aportes de los tributarios también han sido tenidos en cuenta e incorporados como aportes puntuales.

Hemos corrido el modelo en régimen permanente para las diferentes ventanas de caudal de la curva de caudales clasificados. El modelo aporta como salidas la lámina de agua y la velocidad. Con estas salidas hemos definido los esfuerzos tractivos sobre el fondo del canal. Estos han sido introducidos en una ecuación de transporte de sedimento, con el objetivo de estimar las capacidades de transporte como carga de fondo para cada valor de caudal. Hemos utilizado la ecuación de Recking y otros (2016).

El cálculo de las capacidades de transporte necesita información sobre la granulometría. Nosotros hemos utilizado los datos de una larga campaña de medida realizada por el Observatorio de Sedimentos del Ródano (OSR) y abalizados por Parrot (2015), donde una muestra fue dragada del fondo cada 5 km a lo largo de todo el corredor fluvial. Una vez estimadas las capacidades de transporte para los diferentes caudales de la curva de caudales clasificados, se ha realizado la integración del producto capacidad-frecuencia para obtener una estimación de las capacidades promedio anuales de transporte de sedimento como carga de fondo.

Resultados

La hidráulica actual del Ródano está fuertemente fragmentada por las presas. Las líneas de agua obtenidas a partir del modelo muestran los efectos de retención de las presas, incluso durante flujos elevados.

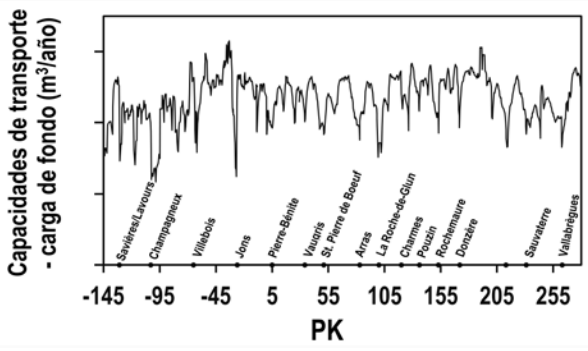


Fig. 2. Estimaciones de la capacidades anuales de transporte de la carga de fondo realizadas a partir de las salidas del modelo 1D. Los puntos en la parte inferior nombran las principales presas hidroeléctricas. PK: Punto kilométrico.
Bedload transport capacities estimated done from 1D hydraulic model output. Points in the lower part of plot name the main hydropower dams. PK: Kilometric point.

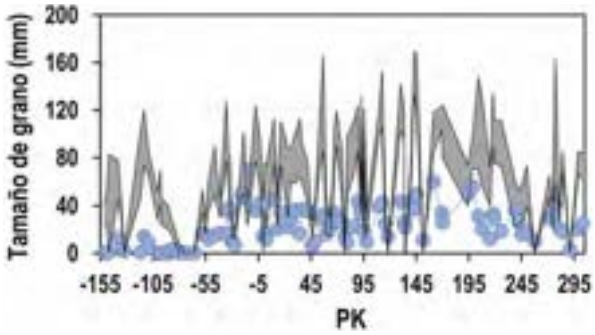


Fig. 3. Estimaciones de la competencia realizadas para una crecida bianual, a partir de las salidas del modelo 1D. La banda gris representa la granulometría del lecho.
Fig. 3. Flow competence estimations done from model outputs for a 2-year flood. The grey band represents the riverbed's grain size distribution.

La estimación de las capacidades de transporte muestra una reducción muy importante en las capacidades de transporte aguas arriba de las presas, debido a este efecto de retenida (Fig. 2). Asimismo, en el canal cortocircuitado, las capacidades de transporte también están fuertemente reducidas, debido probablemente a una combinación de reducción de la frecuencia de caudales elevados y el acorazamiento debido a la incisión sostenida del lecho documentada a lo largo del s. XX (Parrot, 2015). Hemos realizado también una estimación de la competencia del flujo, basándonos en las salidas del modelo y los cálculos de los esfuerzos tractivos. Los tamaños de grano potencialmente móviles que hemos estimado son, en general, bastante más finos que el tamaño mediano del sedimento del lecho, lo que sugiere que el lecho actual del Ródano es prácticamente inmóvil (Fig. 3).

Las capacidades para movilizar la carga de fondo son, por tanto, bastante reducidas en el Ródano actual. En una segunda fase del trabajo hemos querido determinar la importancia relativa de las distintas fases de manejo fluvial sobre estas capacidades de transporte tan débiles que se observan hoy día. En principio, dos son los principales efectos que las intervenciones antrópicas han podido tener sobre las capacidades de transporte: primero, la derivación de una gran parte del caudal al canal artificial ha reducido drásticamente la frecuencia de caudales formativos en los sectores cortocircuitados: por otro lado, la incisión generalizada que se observó en el Ródano tras la primera fase de manejo (estrechamiento del canal para la

navegación) ha supuesto un importante acorazamiento del lecho. Comprender los impactos de las intervenciones antrópicas sobre las capacidades de transporte actuales implica considerar estas dos cuestiones.

Así, en un primer momento hemos modificado las reglas de derivación en el modelo hidráulico y hemos dejado todo el caudal pasar por el cauce del Ródano (hemos dejado el canal de derivación seco), con el objetivo de simular un régimen natural. Con las nuevas salidas del modelo, hemos repetido las estimaciones de transporte. La comparación entre las tasas de transporte estimadas para un régimen regulado y uno natural indica una reducción promedio de 20 veces en las capacidades de transporte del Ródano debida, exclusivamente, a los efectos de la regulación del flujo. A continuación, con el objetivo de cuantificar los efectos que el desarrollo de acorazamiento hayan podido tener en las capacidades de transporte, hemos repetido nuestras estimaciones de transporte utilizando la granulometría de superficie en lugar de la granulometría subsuperficial en las ecuaciones de transporte. La granulometría subsuperficial puede ser considerada como un proxy de la granulometría de la carga móvil (Dietrich y otros, 1989). Estos nuevos cálculos sugieren que la incisión del lecho y el desarrollo de acorazamiento han podido suponer una reducción de un orden de magnitud en las capacidades de transporte.

Conclusiones

La movilidad del lecho y los volúmenes transportados por el Ródano hoy día están fuertemente controlados por los efectos hidráulicos de las presas y canales de derivación, que desvían el agua hacia plantas hidroeléctricas de agua fluyente. Las presas reducen significativamente la pendiente de la lámina de agua, y como consecuencia los volúmenes de sedimento movilizados. En general, la movilidad del lecho a lo largo del canal principal del Ródano es baja: los tamaños de granos potencialmente móviles son bastante más finos que el tamaño mediano del sedimento del lecho. Por último, los resultados de nuestro análisis sugieren que la combinación de regulación del flujo y acorazamiento del lecho pueden estar asociados a una reducción de 1-2 órdenes de magnitud en las capacidades de transporte de sedimento como carga de fondo.

En resumen, las capacidades de movilización de la carga de fondo en el Ródano son bastante reducidas para las condiciones hidráulicas actuales. Este déficit generalizado en la carga de fondo parece ser el resultado de 150 años continuados de fuerte manejo del canal fluvial. Los resultados de este estudio aportan resultados interesantes de cara a la gestión y a la futura implementación de planes de re-dinamización del sistema y de re-inyección de sedimento.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido posible gracias al apoyo económico Observatorio de Sedimentos del Ródano (OSR), programa de investigación multidisciplinar financiado, en parte, por el Plan Rhône y por los fondos ERDF de la UE. Este trabajo disfrutó también de una ayuda ANR a través del Labex DHRIIM (ANR-11-LABX-0010). También se ha beneficiado del apoyo económico de la ayuda ACB17-44, cofinanciadas por el programa post-doctoral 'Clarin' -FICYT (Gobierno del Principado de Asturias) y el programa Marie Curie Cofund; y del proyecto RIVERCHANGES - CGL2015 – 68824 - R (MINECO/FEDER, UE).

Bibliografía

Bravard, J.P. 1987. Le Rhône du Léman à Lyon. Thèse de doctorat, La Manufacture, Lyon, 451 pp.

Dietrich, W. E., J. W. Kirchner, H. Ikeda, y F. Iseya 1989. Sediment supply and the development of the coarse surface layer in gravel-bedded rivers, Nature, 340, 215–217.

Dugué, V., Walter, C., Andries, E., Launay, M., Le Coz, J., Camenen, B. y Faure, J. B. 2015. Accounting for hydropower schemes' operation rules in the 1D hydrodinamic modeling of the Rhône river from Lake Geneva to the Mediterranean Sea. E-proceedings of the 36th IAHR WC, Holland, 9 pp.

Parrot, E. (2015). Analyse spatiale et temporelle de la morphologie du chenal du Rhône du Léman à la Méditerranée. Thèse doctorale, Aix-Marseille Univ., Aix-en-Provence, France.

Provansal, M., Dufour, S., Sabatier, F., Anthony, E.J., Raccasi, G. y Robresco, S. 2014. The geomorphic evolution and sediment balance of the lower Rhône River (southern France) over the last 130 years: Hydropower dams versus other control factors. Geomorphology, 219 27–41.

Recking, A, Piton, G., Vázquez-Tarrío, D. y Parker, G. 2016. Quantifying the morphological print of bedload transport. ESPL, 41 (6), 806-822.

¿Podemos predecir el transporte de sedimento como carga de fondo en ríos pobremente aforados?

D. Vázquez Tarrío[1] y R. Menéndez Duarte[1,2]

[1] *INDUROT, Universidad de Oviedo, Mieres, Asturias*
[2] *Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Oviedo, Asturias*

CAN WE PREDICT BED LOAD IN POORLY GAUGED BASINS?: Bed load prediction gathers a strong interest in fluvial geomorphology for many practical reasons, such as river restoration, risk management, channel design. Due to the inherent difficulties to measure bed load, hydraulic engineers have traditionally employed semi-empirical formulae in order to compute the bed load. Nowadays, some of the available formulae allow the obtaining of reliable estimates of bed load that are enough for many applied projects. However, computing bed load demands complete information on stream hydrology and hydraulics, which is not always easy to obtain. In this work, we explore the potential of a 'morphologically based' approach to bed load computation to avoid the pre-requirements of hydrological data. To do this, we used a large data set of field bedload measurements (King et al., 2004) obtained in 33 US streams.

Palabras clave: Carga de fondo, Ríos de lecho grueso, Transporte de sedimento
Key words: Bed load, Gravel-bed rivers, Sediment transport

Introducción

El transporte de sedimento como carga de fondo es un proceso físico fundamental en el estudio del funcionamiento geomorfológico de los sistemas fluviales. Este sedimento representa una cantidad importante del balance total de masa que transita por la red de drenaje y además, es el que conforma el armazón estructural del canal fluvial, definiendo la geometría del mismo, su morfología en planta y también la rugosidad de superficie del mosaico sedimentario del lecho (Church, 2006). Es fácil entender, por tanto, que la carga de fondo juega un papel destacado en la respuesta morfológica del canal, en los patrones de flujo y en la distribución de hábitats acuáticos. Por todo ello, conocer y predecir los volúmenes de sedimento que transitan por el canal fluvial es fundamental desde el punto de vista aplicado, por ejemplo si lo que se persigue es un correcto dimensionamiento de obras hidráulicas o a la hora de diseñar estrategias inteligentes de restauración fluvial. Esto es particularmente relevante en el caso de ríos de montaña, donde las altas pendientes se unen a un lecho dominantemente grosero, determinando una mayor importancia relativa de los mecanismos de transporte como carga de fondo a la hora de predecir su respuesta morfodinámica.

La medida en campo de la carga de fondo resulta laboriosa y compleja (Parker, 2004), por lo que frecuentemente queda relegada a trabajos de investigación fundamental. En trabajos aplicados se suele recurrir a la utilización de fórmulas, calibradas con datos de laboratorio y/o campo, para estimar los volúmenes de sedimento. Si bien en las últimas décadas se han desarrollado ecuaciones que aportan resultados más que satisfactorios para muchos trabajos de carácter aplicado en ríos de montaña, estas ecuaciones precisan de información detallada sobre la hidrología y las condiciones hidráulicas del canal (Parker, 2004). La calidad de los datos disponibles es un factor determinante de primer orden que va condicionar enormemente los resultados. Sin embargo, la escasez de datos de aforo y de caudal es una situación relativamente frecuente en numerosas áreas de montaña y la alternativa más frecuentemente planteada parece ser ignorar la carga de fondo y no hacer ninguna consideración cuantitativa sobre la misma. Ahora bien, ¿la situación es realmente tan dramática? ¿Podemos en estos casos aportar alguna información cuantitativa sobre la carga de fondo?

La teoría del "canal cuasicrítico" (*near threshold channel*) nos dice que la geometría del canal se ajusta para permitir el tránsito adecuado del sedimento durante las crecidas

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

más frecuentes (Parker, 2004). Por otro lado, las observaciones de campo y laboratorio han mostrado cómo la granulometría de superficie se adapta a las condiciones de disponibilidad de sedimento (Dietrich et al., 1989). Asimismo, existen signaturas morfológicas en las condiciones de inicio del movimiento (Recking et al., 2016) que sugieren que el parcheado textural se ajusta a los patrones dominantes de flujo (Nelson y otros, 2010). Por tanto, geometría, rugosidad y régimen hidro-sedimentario de ríos aluviales están fuertemente relacionados. En consecuencia, a partir de datos de campo de la geometría del canal y de la textura podríamos, en principio, aproximarnos al régimen hidro-sedimentario. Este enfoque es el que queremos comprobar de una manera cuantitativa en este trabajo. Para ello, nos hemos apoyado en la larga base de datos (de libre acceso) de medidas de carga de fondo realizadas en 33 ríos de Idaho (US) por King y otros (2004) y para los mismos tramos hemos estimado los volúmenes anuales de sedimento transportado como carga de fondo a partir de observaciones de campo sencillas.

Metodología

En el presente trabajo se estima el volumen anual promedio de sedimento, uno de los valores más utilizados en estudios aplicados para caracterizar cuantitativamente la carga de fondo. El esquema de trabajo para la estimación de este parámetro implica: 1) la definición de una Curva de Caudales Clasificados (CCC) para el tramo de estudio; 2) establecer una curva de gastos para la sección considerada, que nos permita definir el valor del radio hidráulico para cada valor de caudal; 3) aplicar una ecuación de transporte sobre la CCC, para así pasar de la curva de caudales líquidos a una de "caudales sólidos"; y 4) integrar el producto magnitud/frecuencia sobre la CCC y obtener el caudal promedio anual. Los pasos 1 y 2 requieren de información detallada sobre la sección de estudio, que en ausencia de aforos resulta difícil de obtener. Sin embargo, se puede obtener información sobre la morfología y ondiciones generales del canal (sección, pendiente, granulometría) ¿Cómo podríamos explotar esta información para evitar la ausencia de datos de caudal sobre un tramo no aforado? Por un lado, es posible establecer relaciones regionales entre el área de drenaje, y el caudal medio anual o los caudales de crecida. Por otro lado, siempre y cuando las condiciones hidrometeorológicas sean homogéneas a nivel regional, se pueden establecer entre los distintos caudales de la curva de caudales clasificados (Mueller y Pitlick, 2005). Por tanto, si existe una cierta información de aforos a nivel regional, se podría recuperar una CCC sintética a partir del valor del caudal *bankfull*. En relación a la curva de gastos, revisiones recientes de las ecuaciones de fricción realizadas por Ferguson (2007) o Rickenmann y Recking (2011) han permitido establecer buenas correlaciones entre caudal líquido y radio hidráulico en ríos de montaña. En consecuencia, si se toma especial cuidado a la hora de escoger la sección (un tramo aluvial, sin fuertes curvaturas) es posible recuperar el valor del radio hidráulico y las fuerzas tractivas a partir del valor del caudal. Finalmente, en relación a la ecuación de transporte, recientemente Recking y otros (2016) han propuesto una ecuación de transporte que incluye condicionantes geomorfológicos y que predice razonablemente bien los valores de la carga de fondo en ríos de montaña. El esquema de trabajo que aplicaremos aquí es: 1) estableceremos una relación regional entre los diferentes caudales de la CCC, 2) usaremos la geometría del canal y la ecuación de Ferguson (2007) para recuperar el valor del caudal

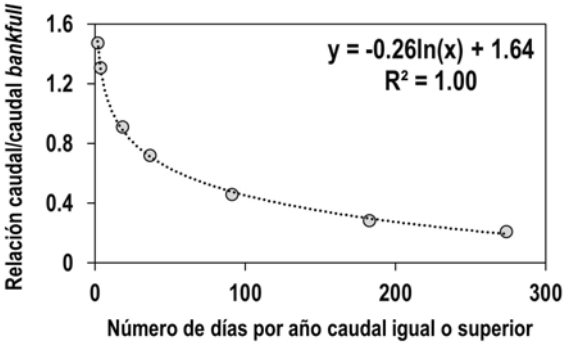


Fig. 1. Relación funcional entre los diferentes caudales de la CCC obtenida para los ríos de Idaho.
Fig. 1. Obtained functional relationship between the different bins of discharge of the flow duration curve for Idaho streams.

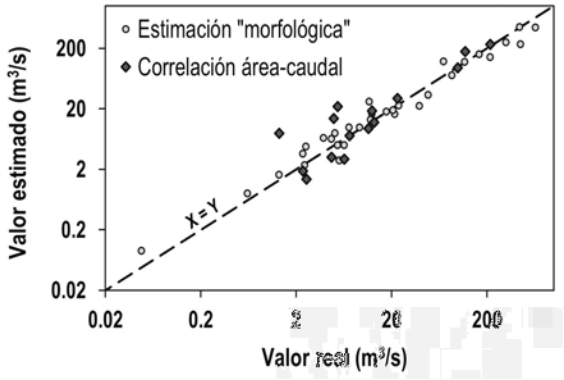


Fig. 2. Comparación entre los valores de caudal *bankfull* estimados y reales. Hemos superpuesto también los valores que obtendríamos usando una correlación regional entre área y caudal.
Fig. 2. Comparison between estimated and measured bankfull discharge. We are also plotting the values obtained from a regional drainage area-bankfull discharge relation.

bankfull 3) a partir del caudal *bankfull*, reconstruiremos la CCC sintética y 4) aplicaremos la ecuación de Recking et al. (2016) y estimaremos los volúmenes anuales promedios. En ausencia de información regional, será imposible decir nada sobre los volúmenes anuales, pero al menos, podremos aportar información cuantitativa sobre las tasas de transporte para un caudal *bankfull*. Esta metodología ha sido aplicada y testada sobre la base de datos de transporte de sedimento en 33 ríos de Idaho elaborada por King y otros (2004). Estos datos fueron tomados entre 1994 y 2000 por el USDA Forest Service, el USGS, el CWRU y la Universidad de Utah (USU) y constituye una de las bases de datos más largas y completas sobre carga de fondo.

RESULTADOS

CCC: correlación regional

Se ha podido establecer una relación logarítmica bastante constante entre los diferentes caudales de la curva de caudales clasificados y el caudal *bankfull* (Fig. 1). Por tanto, si se puede recuperar información sobre el caudal *bankfull*, se podría derivar una CCC sintética.

Caudal bankfull

A partir de información topográfica sobre la geometría de la sección, se ha podido hacer una estimación de la anchura y profundidad del caudal *bankfull*. Hemos introducido esta información en la ecuación de Ferguson (2007) y de este modo hemos realizado una estimación del valor del caudal *bankfull*. Los valores estimados son prácticamente idénticos a los reales (Fig. 2).

A partir de información topográfica sobre la geometría de la sección, se ha podido hacer una estimación de la anchura y profundidad del caudal *bankfull*. Hemos introducido esta información en la ecuación de Ferguson (2007) y de este modo hemos realizado una estimación del valor del caudal *bankfull*. Los valores estimados son prácticamente idénticos a los reales (Fig. 2).

Estimación de las tasas de transporte

Primero, hemos seleccionado aleatoriamente 11 de los puntos de estudio con el objeto de calibrar la relación regional para los caudales clasificados (sección 3.1). La relación que hemos obtenido la hemos aplicado a los restantes 22 puntos de validación y hemos reconstruido sus CCC, a partir del caudal *bankfull* estimado en la sección 3.2. A continuación, hemos utilizado el ajuste de Rickenmann y Recking (2011) de la fórmula de Ferguson (2007) para estimar el radio hidráulico para cada caudal de la CCC. Posteriormente, aplicamos la ecuación de Recking y otros (2016) para estimar las tasas de transporte para cada valor de caudal, y hemos realizado la suma (ponderada por la frecuencia) de estas tasas para obtener los valores de los volúmenes anuales promedio de carga de fondo. Los valores estimados son bastante próximos a los medidos en campo (Fig. 3). Existe una sobre-estimación (5:1 en

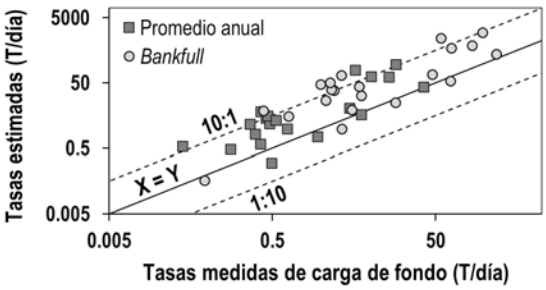


Fig. 3. Comparación entre las tasas de transporte como carga de fondo medidas en campo y las estimadas.
Fig.3. Comparison between the field measured and the estimated bed load rates.

prome-dio), pero el 33%, 48% y el 77% de los datos se encuentran en una relación de 2:1, 5:1 y 10:1 de los valores medidos en campo. Resultados similares se obtienen para la estimación de las tasas de transporte para un caudal *bankfull*. Estos resultados son más que satisfactorios, teniendo en cuenta que podemos esperar un orden de magnitud de incertidumbre en las estimaciones de transporte a partir de ecuaciones (Recking y otros, 2010; Vazquez-Tarrio y Menéndez-Duarte, 2015), incluso en presencia de buenos datos de aforo, debido a la variabilidad intrínseca en los datos utilizados para calibrar estas ecuaciones y a la propia naturaleza no lineal de los procesos de carga de fondo.

Conclusiones - Perspectivas

Los resultados obtenidos con la metodología de trabajo aquí propuesto muestran que es posible una estimación aceptable de los volúmenes de transporte de sedimento como carga de fondo en ríos de montaña a partir de información relativamente fácil y rápida de tomar en campo. La metodología propuesta proporciona una primera estimación de los volúmenes de carga de fondo en cuencas pobremente aforadas, situación frecuente en áreas de montaña.

Somos conscientes de las limitaciones inherentes al método propuesto. Primero, la modelización nunca debería sustituir la medida en campo, pero frecuentemente esta es compleja y difícil de llevar a cabo. Por otro lado, el flujo de trabajo propuesto se basa en asumir que la hidráulica y la textura están ajustadas a las condiciones hidro-sedimentarias dominantes; o lo que es lo mismo, que el río es aluvial. En aquellas situaciones donde el tramo de estudio no esté en equilibrio, o bien exista una fuerte dependencia en la disponibilidad de sedimento (e.g., tramos step-pool), estas asunciones pierden fuerza y el protocolo debería aplicarse con cautela. Una propuesta interesante reciente para el cálculo en estas condiciones puede ser encontrada en Piton y otros (2016) y Piton y Recking (2017). Estos resultados son los preliminares de un proyecto de investigación que evaluará varios aspectos asociados a la carga de fondo en ríos de la Cordillera Cantábrica., donde la información de aforos es escasa y a veces inexistente (sobre todo en las cuencas altas). Esperamos apoyarnos en el protocolo aquí propuesto para una primera aproximación al transporte como carga de fondo en esta región.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido posible gracias al apoyo económico de la ayuda ACB17-44, cofinanciada por el programa 'Clarin' -FICYT (Gobierno del Principado de Asturias) y el programa Marie Curie Cofund. También gracias al proyecto RIVERCHANGES - CGL2015 – 68824 - R (MINECO/FEDER, UE).

Bibliografía

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

Dietrich, W. E., Kirchner, J.W., Ikeda, H. y Iseya, F. 1989. Sediment supply and the development of the coarse surface layer in gravel-bedded rivers, Nature, 340, 215–217.

Ferguson, R. I. 2007. Flow resistance equations for gravel and boulder bed streams. WRR, 43, 1-2.

King, J. G., Emmet, W. E., Whiting, P. J., Kenworthy, R. P. y Barry, J. J. 2004. Sediment transport data and related information for selected coarse-bed streams and rivers in Idaho. USDA Forest Service, 27 pp.

Mueller, E.R. y Pitlick, J. 2005. Morphologically based model of bed load transport capacity in a headwater stream. Journal of Geophysical Research, 110.

Nelson, P.A., Dietrich, W. E. y Venditti, J. G. (2010). Bed topography and the development of forced bed surface patches. J. of Geophys. Rese., 115, 1-19.

Parker, G. 2004. 1D Sediment Transport Morphodynamics with applications to rivers and turbidity currents. Ebook.

Piton G y Recking A. 2017. The concept of travelling bedload and its consequences for bedload computation in mountain streams. Earth Surface Processes and Landforms, 42 (10), 1505-1519.

Rickenmann, D. y Recking, A. 2011. Evaluation of flow resistance in gravel-bed rivers thourgh a large field dataset. WRR, 47, 1-22.

Recking, A., Liébault, F., Peteuil, C. y Jolimet, T. 2010. Evaluation des formules de transport solide en rivière avec prise en compte de l'échelle temporelle. Cemagref, RTM, Grenoble (France), 41 pp.

Recking, A., Piton, G., Vázquez-Tarrío, D. y Parker G. 2016. Quantifying the morphological print of bedload transport. ESPL, 41 (6), 809-822.

Vázquez-Tarrío, D. y Menéndez-Duarte, R. (2015) Assesment of bedload equations using data obtained with tracers in two coarse-bed mountain streams (River Narcea basin, NW Spain). Geomorphology, 238, 78-93.

2
Geomorfología estructural, karst, laderas

Evolución de la cueva Santa Isabel de Ranero (Bizkaia) y la formación del yacimiento paleontológico

M. Arriolabengoa[1,2], M. Arlegi[3,4], N. Martínez-Braceras[3], V. Martínez-Pillado[1,2] y A. Gómez-Olivencia[3,5,6]

[1] *Departamento de Mineralogía y Petrología. Euskal Herriko Unibertsitatea/Universidad del País Vasco, Leioa, Biskaia, País Vasco*
[2] *Centro Geo-Q Aranzadi, Sociedad de Ciencias Aranzadi, Donostia, Gipuzkoa, País Vasco.*
[3] *Departamento de. Estratigrafía y Paleontología Euskal Herriko Unibertsitatea/Universidad del País Vasco, Leioa, Biskaia, País Vasco*
[4] *Université de Bordeaux, Bordeaux, France*
[5] *Ikerbasque. Basque Foundation for Science, Bilbao, Bizkaia, País Vasco*
[6] *Centro UCM-ISCIII de Investigación sobre Evolución y Comportamiento Humanos, Madrid*

SANTA ISABEL DE RANERO CAVE (BISCAY): EVOLUTION AND ITS PALEONTOLOGICAL SITE FORMATION: Santa Isabel de Ranero cave is located in a hill of the Karrantza valley (Biscay). The cave was formed by paragenetic processes, in where rhythmitic sediment push the dissolution upward the conduit. After the fall of the local phreatic level, the cave developed in vadose conditions, and parts of the rhythmite deposits were eroded. The new hole started filling with sediments that preserves paleontological remains. The stratigraphic column presents a progressive sequence from more energetic runoff processes in the bottom, to infiltration and flowstone formation at the top, which describes a sedimentary sequence from a cold and dry period to a more template and humid period. Finally, erosive processes in a lower cave-level made this one to collapse and get partially eroded.

Palabras clave: paragénesis, ritmita, yacimiento paleontológico, procesos endokársticos
Key words: paragenesis, rhythmite, paleontological site, endokarstic processes

Introducción

La cueva de Santa Isabel de Ranero está en una pequeña colina rodeada de dolinas que se sitúa en la pendiente sur del valle de Karrantza (Bizkaia; Fig. 1). La primera topografía de la cueva fue realizada por el Grupo Espeleológico Vizcaíno (GEV, 1990), y posteriormente ampliada por el grupo espeleológico Esparta (Fig. 1), a partir de la cual se estimaron 517 m de desarrollo para la cueva (Axpea, 2010). Esta cavidad presenta dos niveles, con un posible tercer nivel más bajo topográficamente a cual se accede por una estrecha sima colmatada que no permite acceder más allá (Fig. 1). En su interior alberga un yacimiento paleontológico parcialmente desmantelado que fue estudiado por Torres *et al*. (2001), con una cronología aproximada de 300 ka (Torres *et al*., 2014). Estos autores expusieron un modelo general para la evolución de la cueva apuntando una espeleogénesis freática que formó secciones elípticas y subcirculares de las galerías, un posterior descenso del nivel freático y ensanchamiento de las galerías en régimen epifreático, y finalmente una alternancia de procesos sedimentarios clásticos, químicos y fases de erosión complejos (Torres *et al*., 2001).

En un nuevo proyecto de investigación sobre este yacimiento dirigido por el Dr. Asier Gómez-Olivencia, se conoce la presencia de restos paleontológicos de macromamíferos en cuatro sectores de la cueva. Los dos más importantes paleontológicamente han sido denominados sectores "oso" y "león" (Fig. 1), y han proporcionado fósiles de *Ursus deningeri* (Torres *et al*., 2001) y *Panthera spelaea* el primero y *P. spelaea, Canis* cf. *lupus* y *Ursus* sp. el segundo. Con la incorporación de nuevos datos paleontológicos y afloramientos del contexto geológico, el objetivo de este trabajo es profundizar en el contexto geológico general de la cueva y presentar la evolución de la secuencia sedimentaria del yacimiento paleontológico que engloba los sectores "oso" y "león".

Metodología

La determinación de las fases de espeleogénesis se ha realizado a partir de la descripción y localización de los elementos geomorfológicos a lo largo de la cavidad. El estudio del relleno sedimentario que alberga

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

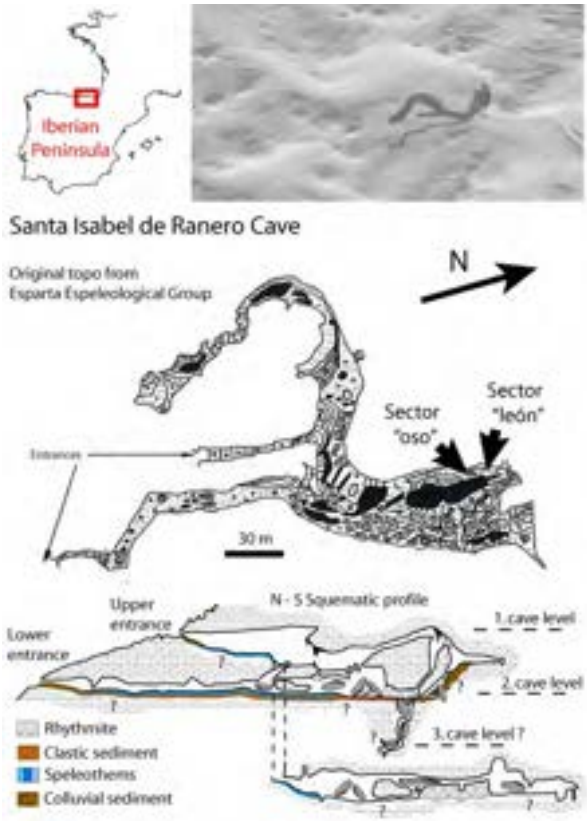


Fig. 1. Localización de la cueva y su topografía (modificada de Axpea, 2010), representando la localización de algunos depósitos de ritmitas.
Fig. 1. Cave location and its survey (modified from Axpea, 2010), and the location of some rhythmite deposits.

los restos paleontológicos, se ha realizado a partir del levantamiento de la columna estratigráfica, y la correlación de las unidades litoestratigráficas entre los sectores "oso" y "león". La caracterización del relleno sedimentario se ha realizado a través del estudio granulométrico (a partir de un analizador de partículas) y mineralógico (difracción de rayos X, XRD).

Resultados

Geomorfología de la cueva

La cueva tiene un aspecto general anastomosado, con morfologías indicadoras de una espeleogénesis paragenética y distintos eventos de sedimentación y erosión. Por un lado se han identificado dos niveles de canales de techo a lo largo de la cueva, uno que parte desde la entrada superior y que se continúa a lo largo de toda la cavidad, y otro que se desplaza desde la entrada inferior hasta que ambos niveles se unen. También se han identificado diferentes canales anastomosados, algunos rellenos de sedimento hasta arriba. Con mucha menor frecuencia se han identificado formas de *scallops* que indican una corriente desde noreste a suroeste. En cuanto a la estratigrafía general de la cueva (Fig. 1), sin datos cronológicos no se ha podido constatar una columna estratigráfica general, sin embargo, destacan depósitos de ritmitas en diferentes puntos de la cavidad, siempre erosionados, sin superponerse a otra fase sedimentaria, y en muchos casos asociados a morfologías paragenéticas. Estos sedimentos muestran una buena granoselección (Fig. 2) y una composición mineralógica muy similar entre ellas (Tabla 1).

Estratigrafía del yacimiento

El sector "oso" tiene el registro sedimentario más completo, y en ella se han descrito 15 niveles estratigráficos (nivel a15 a base y nivel a1 a techo). En términos generales, la columna estratigráfica muestra unos niveles basales más arenosos (a15-a13), niveles intermedios más limosos con finas intercalaciones de coladas de espeleotema (a12-a4), y niveles a techo compuestas por coladas de espeleotemas (a3-a1). El sector "león" se sitúa a unos 4 m del sector "oso", y la correlación de ambos sectores se puede realizar a partir de las coladas de espeleotemas de los niveles a techo de la secuencia (a3-a1). En este sentido, el sector "león" muestra un mayor espesor de las coladas de espeleotemas que van adelgazando hacia el sector "oso". Los restos paleontológicos hallados en este sector "león"

Level	Bulk sample				Clay mimeral		
	Qtz	Cal	C.M.	Fds	Ill	Vrm	Kln
a4	52	18	30	-	55	32	13
a4-a6	55	13	32	-	70	17	13
a9	3	97	-	-	51	28	21
a10	49	16	35	-	45	44	11
a11	17	55	28	-	46	43	11
a12	63	3	34	-	61	31	8
a13	89	1	8	2	84	8	8
a14	48	30	22	-	68	13	19
a15	52	-	48	-	87	6	7
R_2	57	-	43	-	66	19	15
R_3	62	-	38	-	65	22	13
R_4	41	-	59	-	67	14	19

Tabla 1. Resultados de XRD.
Table 1. XRD results

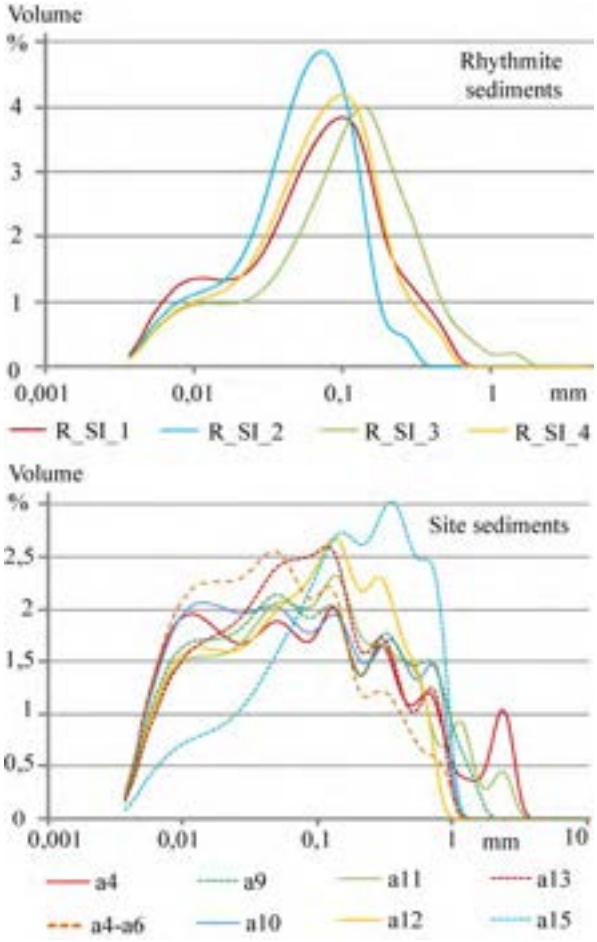


Fig. 2. Distribución granulométrica de distintas muestras de ritmita y de los niveles estratigráficos del yacimiento.
Fig. 2. Sediment sorting of different rhythmite sediments and stratigraphic levels of the site sediment.

se disponen junto con nódulos ferruginosos milimétricos sobre una superficie de erosión sobre el nivel a1, y envueltos parcialmente por espeleotemas de una fase posterior. El estudio estratigráfico se ha realizado en la columna del sector "oso", donde no se han analizado los niveles a8, a7, a3, a2 y a1 debido a que son niveles de espeleotemas sin componente detrítico.

Los resultados granulométricos muestran, en general, una mala selección para los niveles detríticos del yacimiento, con la excepción quizá del nivel basal a15 (Fig. 2). Los resultados mineralógicos presentan variaciones en contenido, con la presencia intermitente de la calcita espeleotémica, y cambios en la mineralogía de arcilla. Destaca la menor cantidad de vermiculita en los niveles basales frente a una mayor cantidad en los niveles posteriores, así como el nivel a13 compuesto prácticamente por granos de cuarzo y el nivel a9 por calcita (Tabla 1).

Discusión y conclusión

A partir de los resultados obtenidos, se propone un modelo para la formación de la cueva y el yacimiento paleontológico (Fig. 3). En base a las distintas morfologías identificadas a lo largo de la cueva, la mayor fase de espeleogénesis de la cueva se produjo mediante la paragénesis. Este proceso fue impulsado por la sedimentación intercalada de limos y arenas que muestran una buena granoselección, y que produjeron unos depósitos de ritmitas. La bajada del nivel freático local hizo que la galería quedase en condiciones vadosas, y gran parte del depósito de ritmitas fuera erosionado. Esta erosión se produjo probablemente a través de conductos que conectan diferentes niveles de cuevas, de forma que el sedimento pudo ir erosionándose por procesos como la sufusión.

Una vez finalizado los procesos erosivos comenzó la formación del yacimiento paleontológico. La relativa mayor cantidad de illita respecto a la vermiculita en los niveles basales de la secuencia representa un mayor transporte de suelos alóctonos a la cueva. Arriolabengoa *et al*. (2015, 2018) evidenciaron por un lado que los niveles enriquecidos en illita provienen mayormente de suelos relativamente rejuvenecidos y alóctonos al sistema kárstico, y que son transportados a la cueva a través de procesos de escorrentía o fluviokarst, mientras que por otro lado, los niveles enriquecidos por la vermiculita provienen de suelos más envejecidos y se transportan a la cueva mediante procesos de infiltración. La variación de estos dos minerales a lo largo de la secuencia sedimentaria del yacimiento sugiere que los niveles basales (a13-a15) fueron transportados por procesos hídricos tractivos, mientras que entre los niveles a12 y a4 prevalecieron los procesos de infiltración de suelos superiores, hasta que finalmente dominó la precipitación de carbonato cálcico (a3-a1). En base a la interpretación del relleno sedimentario de otras cuevas del Margen Cantábrico, este tipo de secuencia sedimentaria podría estar indicando una tran-

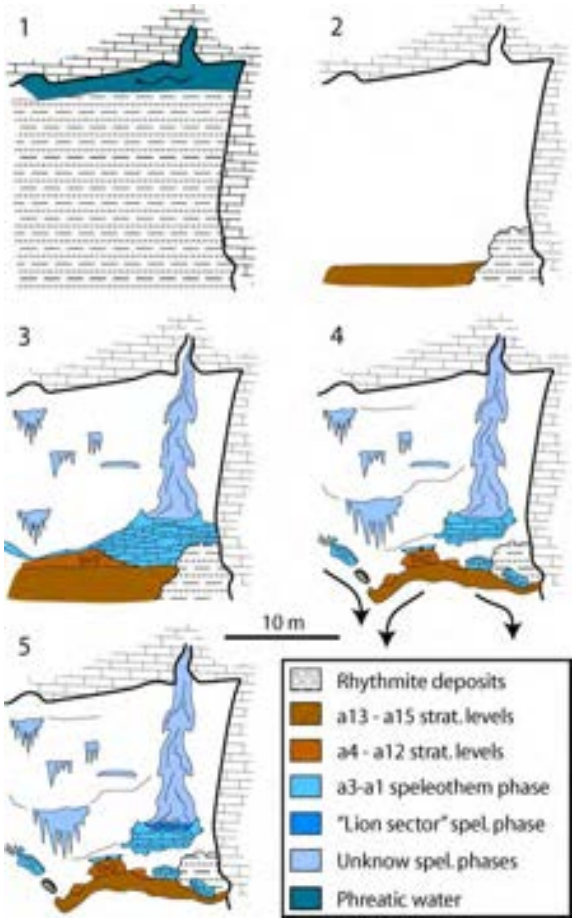


Fig. 3. Evolución esquemática de la cueva y el yacimiento paleontológico: 1) sedimentación de ritmita bajo condiciones freáticas, amplificación de la galería hacia el techo mediante paragénesis; 2) erosión y posterior comienzo de sedimentación a través de procesos de escorrentía; 3) con el tiempo, predominio de sedimentación por infiltración y sedimentación química; 4) desmantelamiento parcial del yacimiento, probablemente por la erosión de la base generado por la circulación del agua en niveles inferiores de la cavidad; 5) formación del yacimiento del Sector León.
Fig. 3. Schematic evolution of the cave and the paleontological site:1) rhythmite sedimentation beyond phreatic condition, and speleogenesis by paragenesis; 2) erosion and sedimentation by runoff; 3) as time passes, sediments are deposited by infiltration processes rather than runoff, and speleothem formation dominates toward the top of the sequence; 4) partial erosion of the site, probably by an active water flow circulation in a lower cave level; 5) formation of the Lion sector site.

sición de clima frío hacia más cálido (Stoll *et al*., 2013; Aranburu *et al*., 2015; Arriolabengoa *et al*., 2018). Posteriormente una nueva reactivación del nivel de cueva inferior y con ello la posible erosión por sufusión, produjo el desmantelamiento y el colapso parcial de los niveles del Sector "oso" del yacimiento paleontológico. Por último, sobre la superficie de erosión anterior se depositaron nuevas formaciones de espeleotema que englobaron los nódulos ferruginosos transportados de los suelos superiores y los restos paleontológicos de *Panthera spelaea*, *Canis* cf. *lupus* y *Ursus* sp.

Agradecimientos
Los autores agradecen a la Diputación Foral de Bizkaia, Ministerio de Economía y Competitividad (Proyecto CGL2015-65387-C3-2-P-MINECO / FEDER) y el grupo de investigación IT1044-16 del Gobierno Vasco-Eusko Jaurlaritza y el Grupo PPG17/05 de EHU/UPV.

Bibliografía

Aranburu, A., Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Giralt, S., Yusta, I., Martínez-Pillado, V., del Val, M., Moreno, J., Jiménez-Sánchez, M., 2015. Karst landscape evolution in the littoral area of the Bay of Biscay (north Iberian Peninsula). Quat. Int. 364, 217–230.

Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Aranburu, A., Yusta, I., Arrizabalaga, A., 2015. Provenance study of endokarst fine sediments through mineralogical and geochemical data (Lezetxiki II cave, northern Iberia). Quat. Int. 364, 231–243.

Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Aranburu, A., Yusta, I., Arrizabalaga, A., 2018. Reconstructing the sedimentary history of Lezetxiki IIcave (Basque Country, northern Iberian Peninsula) using micromorphological analysis. Sed. Geol. 372, 96-111.

Axpea, 2010. Estudio preliminar sobre las cavidades de Bizkaia, parte II: Las Cavidades. Bizkaiko Iraunkortasunerako Institutua, Bilbao, 194 pp.

GEV, 1990. Carranza: Belleza, Grandiosidad y Prehistoria. Grupo Espeleológico Vizcaino, Bilbao, 73 pp.

Stoll, H.M., Moreno, A., Mendez-Vicente, A., Gonzalez-Lemos, S., Jimenez-Sanchez, M., Dominguez-Cuesta, M.J., Edwards, R.L., Cheng, H., Wang, X., 2013. Paleoclimate and growth rates of speleothems in the northwestern Iberian Peninsula over the last two glacial cycles. Quat. Res. 80, 284–290.

Torres, T., Nestares, T., Cobo, R., Ortiz, J.E., Cantero, M.A., Ortiz, J., Vidal, R., Prieto, J.O., 2001. Análisis morfológico y métrico de la dentación y metapodios del oso de Deninger (*Ursus deningeri* Von Reichenau) de la Cueva Sta. Isabel de Ranero. Aminocronología (Valle de Carranza - Bizkaia - País Vasco). Munibe (Ciencias Nat. - Natur Zientziak) 51, 107–141.

Torres, T., Ortiz, J.E., Fernández, E., Arroyo-Pardo, E., Grün, R., Pérez-González, A., 2014. Aspartic acid racemization as a dating tool for dentine: A reality. Quat. Geochron. 22, 43-56.

Geomorfología de la cueva Atxurra-Armiña (Berriatua, Bizkaia)

M. Arriolabengoa[1,2], I. Intxaurbe[1], P. Bilbao[1,2], A. Aranburu[1,2], J. Rios-Garaizar[3], M.A. Medina-Alcaide[5], O. Rivero[6], I. Libano[4] y D. Garate[4,7]

[1] *Dpto. Mineralogía y Petrología. Euskal Herriko Unibertsitatea/Universidad del País Vasco. Bizkaia, País Vasco*
[2] *Centro de GeoQ-Aranzadi*
[3] *Centro Nacional de Investigación de la Evolución Humana*
[4] *Edestiaurre Arkeologia Elkartea*
[5] *Dpto. Geografía, Prehistoria y Arqueología, Euskal Herriko Unibertsitatea/Universidad del País Vasco, Bizkaia, País Vasco*
[6] *Dpto. Prehistoria, Historia Antigua y Arqueología, Universidad de Salamanca, Salamanca, Castilla y León.*
[7] *Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria (IIIPC), Universidad de Cantabria, Santander, Cantabria.*

ATXURRA-ARMIÑA CAVE GEOMORPHOLOGY (BERRIATUA, BIZKAIA): Atxurra cave (Berriatua, Bizkaia) is known for containing 113 Magdalenian rock art features. It is a subhorizontal cave-level which is connected with a lower cave-level called Armiña cave. The entrances of both caves are located in Zulueta river valley. Both cave levels display two speleogenetic stages: 1) the first one took place in phreatic conditions, being the paragenetic processes responsible of enlarging the cave. During this stage, horizontal notches, ceiling channels and pendants features were formed; 2) the second stage occurred under vadose conditions, and erosive processes, fluviokarstic sedimentation and speleothem precipitation took place one after the other in both caves. The close relation between cave processes and paleoenvironmental conditions allow us to describe the cave condition when humans frequented it during Late Pleistocene.

Palabras clave: *paragénesis, nivel de cueva, procesos endokársticos, cambios paleoambientales.*
Key words: *paragenesis, cave-level, endokarst processes, paleoenvironmental changes.*

Introducción

La cueva de Atxurra-Armiña se sitúa en las calizas arrecifales del Aptiense-Albiense que afloran en el municipio vizcaíno de Berriatua (norte de la Península Ibérica). Se trata de una cueva que se desarrolla en dos niveles horizontales, el inferior denominado la cueva de Armiña, y el superior denominado Atxurra. La entrada de ambos pisos se ubica en el valle del rio Zulueta, con 30 m de distancia entre ambas. La entrada de Armiña está 26 m sobre el cauce actual del rio, mientras que la entrada de Atxurra está a 35 m. Ambos niveles están conectados por dos galerías ascendentes (Fig. 1), estando una de ellas situada a escasos metros de las entradas de ambas cuevas, y la otra galería conecta ambos pisos a través de un caos de bloques situado al final del piso inferior. Se trata, por tanto, de un mismo sistema. Según la topografía de la cueva realizada por el grupo espeleológico ADES en 2011 la cueva Atxurra-Armiña tiene 1045 m de desarrollo (Fig. 1).

En el siglo pasado se excavó en la entrada de la cueva Atxurra un registro arqueológico del Pleistoceno Superior (Barandiarán, 1961). Desde 2014 se desarrolla un nuevo proyecto de investigación arqueológica gracias al cual en 2015 se localizó un importante conjunto de grabados magdalenienses, con un centenar de animales grabados (Garate et al., 2016).

En este trabajo, presentamos los resultados preliminares del estudio geomorfológico realizado en la cueva y su evolución geológica, lo que permitirá conocer la dinámica de la cueva y su funcionamiento cuando fue habitado por humanos durante el Paleolítico.

Metodología

Los procesos acaecidos durante la evolución de una cavidad quedan registrados en las unidades geomorfológicas y sedimentarias. En este trabajo se han levantando secciones topográficas a lo largo de la cavidad, y en ellas se han identificado diferentes elementos geo-morfológicos y sedimentológicos. A partir de ello se ha estableciendo una estratigrafía relativa de los procesos.

El trabajo se ha realizado con una topografía realizada con un Laser Scanner Terrestre 3D Faro® Photon 120 en la mayor parte de la cavidad, y con el apoyo de la topografía realizada por ADES en 2011.

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

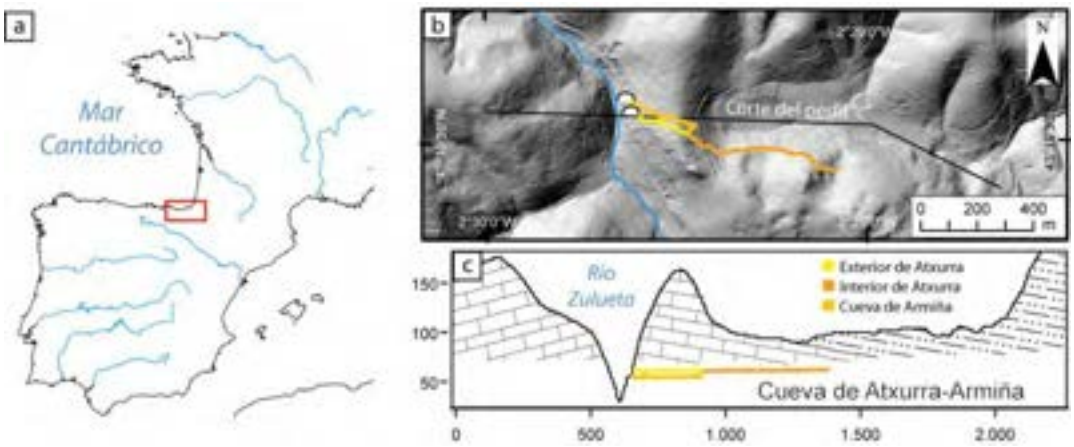


Fig. 1. a) Localización del área de estudio; b) la localización de la cueva y los tramos diferenciados en este trabajo; c) perfil del corte de la figura "b" y la cueva. Topografía modificado de ADES.
Fig. 1. *a) Study area location; b) location of the cave and sections of the cave differentiated in this work; c) profile of "b" figure section and the cave. Topography modified from ADES*

Resultados

Se han realizado 20 secciones topográficas a lo largo de la cavidad, y en ellas se han identificado los siguientes elementos (Fig. 2): canales de techo, canales anastomosados, *pendants*, surcos horizontales, diferentes sedimentos fluviokársticos, diferentes generaciones de formación de espeleotemas, y diferentes fases de erosión. Tanto la presencia como la disposición de estas unidades varían a lo largo de la cueva. A partir de la disposición general de éstas, la cueva se ha dividido en tres partes, y se ha reconstruido una sección tipo para cada una de ellas (Figs. 1 y 3): 1) El interior de Atxurra; 2) El exterior de Atxurra; 3) La cueva de Armiña.

El interior de Atxurra

Ubicado en el piso superior, se extiende desde el fondo de la cavidad hasta donde se produce el acceso al piso inferior (Armiña) por la galería de caos de bloques (Fig. 1). La mayor parte del conducto tiene entre 6-10 m de altura y 2-4 m de anchura. En esta galería se localizan prácticamente todas las unidades mencionadas. Destacan las morfologías específicas de espeleogénesis paragenética (Farrant y Smart, 2011), canales de techo (Fig. 2a), canales anastomosados (Fig. 2c) y *pendants* (Fig. 2c y 2d). Se encuentran diferentes surcos horizontales a diferentes alturas de la galería (Fig. 2a y 2b), la mayoría decimétricos (30-50 cm). Uno de estos surcos, situado a unos 2,5 m del suelo, tiene un mayor desarrollo (1,5 m) y sirve de soporte a muchos de los grabados parietales. Respecto a las unidades sedimentarias, se han encontrado dos vestigios con cantos rodados decimétricos alóctonos colgados a 6 y 8 m de la superficie (Fig. 2b y 2c), que han perdurado gracias a que fueron cementados por formaciones de espeleotemas que los tapizan. También se han observado otros depósitos fluvio-kársticos, alóctonos y erosionados, que se encuentran siempre a una altura inferior a 2 m desde el suelo actual. Por un lado, estos depósitos se encuentran superpuesto a formaciones de espeleo-temas más anti-guas (2ª generación; Fig. 2d y 2e), y por otro lado, se disponen siempre por debajo de una formación de colada de espeleotema relativamente continua a lo largo del conducto (3ª generación de espeleotema, situado alrededor de 2-2,5 m sobre el suelo; Fig. 2a y 2b). En algunos puntos se observan niveles de coladas intercaladas en este depósito fluviokárstico. Por último, el suelo actual está constituido en algunos tramos por sedimento detrítico (fino en su mayoría), y en otras zonas por coladas de espeleotema con *gours* que se activan en épocas más lluviosas.

El exterior de Atxurra

Ubicado también en el piso superior, se extiende desde el final de la parte anterior

(interior de Atxurra) hasta la entrada (Fig. 1). A diferencia de la parte anterior, la mayor parte del tramo tiene entre 2-4 m de altura y 3-4 m de anchura. Una gran parte de este tramo transcurre por unas calizas estratificadas con silicificaciones, que se han colapsado parcialmente en gran parte del tramo (los mismos que forman el caos de bloques que une los dos pisos). Este tramo destaca por la ausencia de las unidades anteriores. No se han detectado morfologías paragenéticas claras, (puede ser por el colapso parcial del techo en parte del tramo, o por el crecimiento de espeleotemas posteriores que no dejan ver la pared original), y tan sólo se ha identificado un relicto de colada de espeleotema colgado a 2 m del suelo en todo el conducto. El suelo actual está tapizado en gran parte del conducto por una colada con *gours* que estrechan la altura de la cavidad hasta convertirlo en un laminador. En el resto del conducto en el suelo aflora sedimento terrígeno, en la parte más al interior aparece con oseras, y en la parte más exterior es donde se sitúa el yacimiento arqueológico de Atxurra.

La cueva de Armiña

Este tramo se desarrolla a lo largo de todo el conducto del nivel inferior (Fig. 1). En general tiene unos 3-5 m de altura (salvo en la zona interior antes del caos de bloques donde tiene 1 m) y 3-4 m de anchura. En este tramo se ha identificado un canal de techo y un surco horizontal de alrededor de 1,5 m de ancho. Por otro lado, se han detectado varios niveles de coladas de espeleotemas colgados a 1,4 y 2,2 m sobre el suelo actual. En el suelo actual, en algunos tramos se observa sedimento terrígeno y en otras partes una colada de espeleotema. En la parte más interna hay un pequeño surco que se activa en épocas lluviosas. Por último, cabe mencionar que en la parte de la entrada existen varios conductos tapo-nados por coluviones que se introducen desde el exterior.

Discusión y conclusión

En función de la disposición de las unidades descritas se ha construido una estratigrafía relativa para cada parte que refleja las distintas fases de formación de la cueva (Fig. 3). En ellas se reflejan varias fases de sedimentación y erosión, que han formado

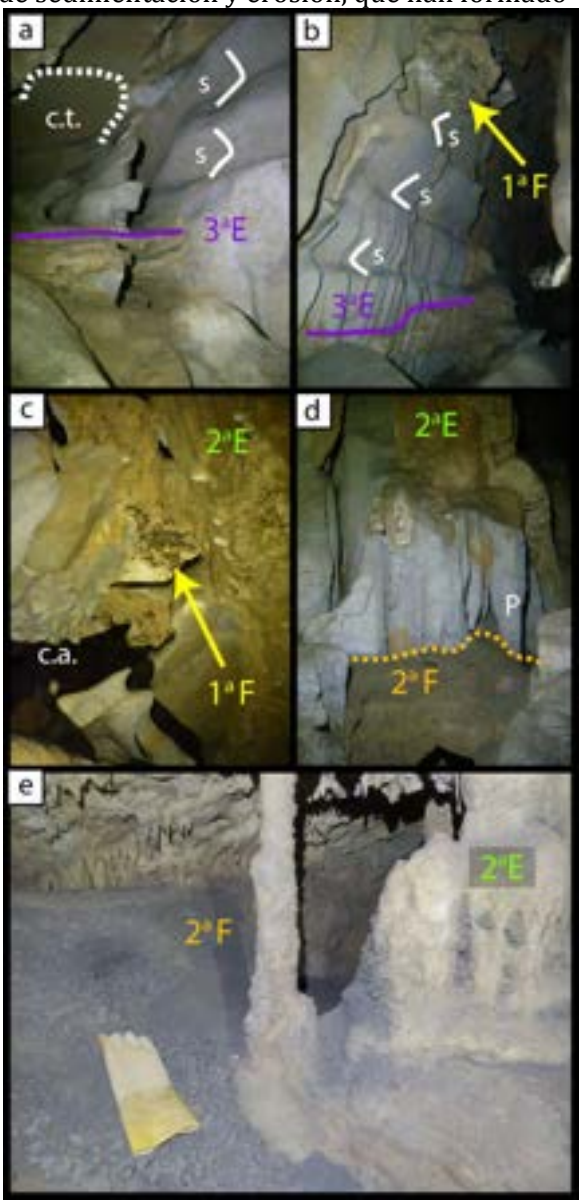


Fig. 2. Fotografías del tramo interior de Atxurra. c.t.: canal de techo; c.a.: canal anastomosado; S: surcos; P: *pendant*; E: espeleotema (2ª y 3ª generación); F: fluviokarst (1ª y 2ª fase detrítica).
Fig. 2. *Atxurra inner conduit photographs. c.t.: ceiling channel; c.a.: anastomosed channels; S: notches; P: pendant; E: speleothem (2nd and 3th generation); F: fluviokart (1st and 2nd generation).*

unidades aloestra-tigráficas. Estas unidades son frecuentes en las cavidades del Margen Cantábrico, y reflejan la respuesta de la dinámica geológica de la cueva respecto a los cambios paleoambientales del entorno (Aranburu et al., 2015).

En la cueva de Atxurra-Armiña, se ha constatado una primera fase freática que a través de la sedimentación de detríticos

insolubles (1. fase detrítica; Fig. 3) produjo la paragénesis y ensanchó las galerías del tramo

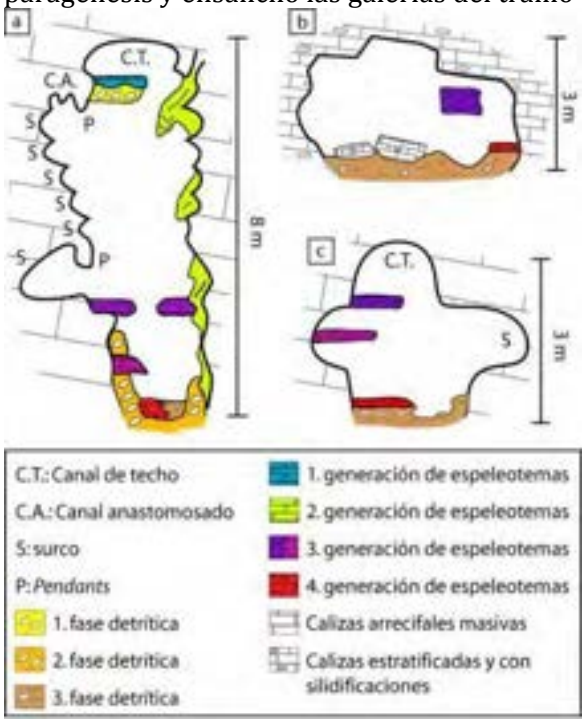


Fig. 3. Interpretación estratigráfica de la cueva. a) interior de Atxurra; b) exterior de Atxurra; c) cueva de Armiña.
***Fig. 3** Inferred cave stratigraphy. a) Inner Atxurra; b) Outer Atxurra; c) Armiña cave.*

"interior de Atxurra". Al estar en el mismo nivel, esta fase se extendió probablemente también por el tramo "exterior de Atxurra", pero carece- mos de indicios directos para justificarlo. Al estar el nivel superior de la cueva ensanchando las galerías hacia arriba, suponemos que el nivel de abajo estaba aún relativamente poco o nada desarrollado. Al estar en el mismo nivel, esta fase se extendió probablemente también por el tramo "exterior de Atxurra", pero carecemos indicios directos para justificarlo. Al estar el nivel superior de la cueva ensanchando las galerías hacia arriba, suponemos que el nivel de abajo estaba aún relativamente poco o nada desarrollado.

Con una relativa bajada del nivel de base local el conducto del nivel superior pasó a estar en condiciones vadosas. En estas condiciones primero se produjo una fase erosiva que desmanteló el relleno sedimentario y posteriormente se formaron espeleotemas de 2ª generación que tapizaron la pared de la galería. Con la erosión del nivel superior, se pudo producir la resedimentación de estos materiales en el piso inferior, en condi-ciones freáticas, y con ello, el ensan-chamiento de este conducto mediante paragénesis. Posteriormente se produce una sedimentación fluviokárstica (2ª fase detrítica), intercalada con coladas de espeleotemas de 3ª generación (Fig. 3). En este aspecto, parece que los tramos "interior de Atxurra" y "la cueva de Armiña" tienen una secuencia estrati-gráfica relativamente más similar en comparación con "exterior de Atxurra". En el tramo "exterior de Atxurra" también se observa una formación de espeleotemas de estas características, pero puede que sea una formación de carácter puntual. A falta de los resultados de dataciones radiométricas, estimamos que en la dinámica geológica general de la cueva el "interior de Atxurra" y la "cueva de Armiña" siguieron conectados mientras que el "exterior de Atxurra" pudo quedar relativamente aislado.

Posteriormente, se produjo otro periodo erosivo que dejó los relictos de espeleotemas de 3ª generación y la 2ª fase detrítica. Y por último, sobre el relieve dejado por esta erosión, se produjo tanto la 3ª fase detrítica que alberga el yacimiento arqueológico y la formación de espeleotemas de la 4ª generación, formando el suelo actual de la cueva (Fig. 3).

Agradecimientos

A la Diputación Foral de Bizkaia por la financiación del proyecto de “Estudio del arte parietal paleolítico de la cueva de Atxurra (Berriatua, Bizkaia)” (IP: Diego Garate) y el apoyo del grupo de investigación consolidado IT1029-16 de la UPV/EHU.

Bibliografía

Aranburu, A., Arriolabegoa, M., Eneko, I., Giralt, S., Yusta, I., Martínez-Pillado, V., del Val, M., Moreno, J., Jiménez-Sanchez, M., 2015. Karst lanscape evolution in the littoral area of the Bay of Biscay (north Iberian Peninsula). Quaternary International 364, 217-230.

Barandiarán, J.M., 1961 Excavaciones arqueológicas en Vizcaya: Silibranka, Atxurra, Goikolau. Vizcaya 17, 199-219

Garate, D., Rivero, O., Rios-Garaizar, J., Intxaurbe, I. 2016. La grotte d'Atxurra: un nouveau sanctuaire majeru du magdalénien au Pays Basque. International Nesletter of Rock Art 76, 1-4.

Farrant, A.R. y Smart, P.L. 2011. Role of sediment in speleogenesis; sedimentation and paragenesis. Geomorphology 134, 79-93.

Los procesos de *piping* como moduladores del paisaje y la hidrología

G. Desir[1], C. Marín[1], F.J. Gracia-Prieto[2], C. Castañeda[3], R. Rodríguez[4], J.R. Olarieta[4] y F. Colino[1]

[1] *Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, Aragón*
[2] *Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Cádiz, Puerto Real (Cádiz), Andalucía.*
[3] *Estación Experimental de Aula Dei, EEAD-CSIC. Zaragoza, Aragón.*
[4] *Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl.Universitat Lleida, Lleida, Catalunya.*

PIPING PROCESSES AS LANDSCAPE AND HYDROLOGY MODULATORS: In the dictionary of the RAE the verb modular is defined as" Modify the factors that intervene in a process to obtain different results". In this sense we can define piping as the main modulating agent or modifier of landscape and hydrology either underground or superficial. The imprint of piping processes in an area can become so evident as to be evident at the landscape scale. In the area of Sariñena, close to the Flumen and Alcanadre rivers crop out the clayed materials of the Sariñena formation. These materials show high Na ratios and are highly dispersive. We have analyzed the relative importance of piping processes in different areas where landscape is clearly controlled by climate and lithology. Consequently, landscape is highly dynamic and changing due to erosion processes. As said before erosion and geomorphological processes in these areas are mainly controlled by regolith physico-chemical properties. In this sense, the surficial and extensional development of piping processes is studied in basis to its morphometrical parameters in the way to know which thresholds factors controls its appearance.

Palabras clave: erosión, piping, Fm. Sariñena, evolución modelado
Key words: erosion, piping, Fm. Sariñena, landform evolution

Introducción

El riesgo de erosión es el segundo riesgo más importante que afecta al territorio español y todavía es mayor en la cuenca mediterránea donde las tasas de erosión medidas pueden llegar a superar 15 T/ha al año. En el área de estudio destacan las tasas de erosión obtenidas por Benito et al (1993) en la Hoya de Huesca y por Gutiérrez et al. (1997) de hasta 250 T/ha/año. La importancia de los procesos de *piping* en el área de estudio es visible en el modelado, al ser los responsable de la formación de grandes depresiones, como es el caso de la laguna de Sariñena (Castañeda et al., 2017). Otro aspecto fundamental es su papel como factor de riesgo al ser el causante de la rotura de algunas infraestructuras como es el caso de la Balsa de Altorricón, que sufrió una rotura súbita el 22 de enero de 2001 (Gutiérrez et al., 2003). También se puede observar la intensidad de este proceso en zonas altamente erosionadas como el Barranco del Tormillo (Harvey y Gutiérrez, 2005) o en la zona de los Corrales, Ayerbe, Lanaja, etc. (Gutiérrez et al., 1997; Sirvent et al., 1997). Estudios previos llevados a cabo por el grupo de Geomorfología de la Universidad de Zaragoza en los que se ha estudiado la tipología y la intensidad de este proceso sobre las arcillas de la Fm. Sariñena en la zona de Lanaja (Sirvent et al., 1997; Gutiérrez et al., 1997) y en la zona del Castillo de Orús en la Hoya de Huesca (Benitoet al, 1993). Gutiérrez et al. (1997) señalan la generación de conductos a través de los cuales se conduce el flujo subsuperficial que pueden alcanzar dimensiones de escala métrica constituyendo verdaderas galerías. Un proceso semejante es descrito por Bartolomé et al. (2015) en la génesis de la Cueva de Seso (Huesca) donde el desarrollo de la misma está limitada al espesor de los niveles de margas en los que se produce el piping y al colapso de las calizas suprayacentes.

El proceso de *piping* o sufosión se puede describir como la erosión causada por flujos hipodérmicos que conducen el agua infiltrada a través de los materiales y que están controlados por el gradiente hidráulico, la transmisividad y por tanto la porosidad eficaz del material (Jones, 1981; Bryan y Jones, 1997). Cuando se produce la salida de dichos flujos, comienzan a ensancharse los conductos

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

y a formar galerías a favor de las cuales es evacuado el material erosionado (Jones, 1981). Las galerías aumentan su tamaño, se estructuran y alcanzan una mayor jerarquización de manera que la movilidad del flujo a través de ellos se ve acelerada aumentando la capacidad de arrastre. El sistema funciona de modo semejante a un acuífero kárstico pero desarrollado sobre materiales detríticos finos pudiéndose llegar a identificar diferentes fases de equilibrio y encajamiento por el sistema de conductos y salidas (outlets) que quedan colgados sobre el nivel de base actual (Desir y Marín, 2011). El vaciado erosivo de los conductos y la pérdida de cohesión del *caprock* o material suprayacente dan lugar a la generación de colapsos. El material exportado a través de los conductos se deposita en la parte frontal de los *outlets* a modo de depósitos lobados o conos de deyección que son fácilmente reconocibles al pie de las laderas acarcavadas (Sirvent et al., 1997; Desir y Marin, 2011; Castañeda et al., 2017).

Área de estudio

El presente estudio se centra en son las arcillas miocenas de la Fm. Sariñena. El relieve de esta área se articula en una serie de glacis encajados que enlazan con niveles de terrazas y que han sido disectados por una amplia red de valles de fondo plano. En sus vertientes los materiales terciarios están profundamente erosionados dando lugar a extensas cárcavas cuyos regueros e interfluvios son truncados por los niveles de areniscas. Litológicamente, los materiales de la Fm. Sariñena son francoarcillosos con intercalaciones de areniscas.

Materiales

Los materiales son de edad Miocena (Ageniense-Aquitaniense) y pertenecen a la Fm. Sariñena y la Unidad Galocha-Ontiñena. Han sido caracterizados como arcillas dispersivas, alcalinas y de baja conductividad eléctria con altos contenidos de sodio en el complejo de cambio y con valores de SAR (*Sodium Adsortion Ratio*) y ESP (*Exhangeable Sodium Percentage*) muy altos y una capacidad de hinchamiento en torno a un 10%. El regolito está poco desarrollado con potencias inferiores a los 5 cm, con un denso agrietamiento en celdillas poligonales de núcleos abombados (*popcorn*).

Resultados y discusión

En el área de estudio el *piping* aparece como uno de los principales procesos de erosión, generalmente ligado a procesos de reguerización y abarrancamiento al igual que ocurre en otras áreas de la Depresión del Ebro (Desir y Marín, 2007, 2013). En áreas constituidas básicamente por materiales arcillosos de bajo o nula permeabilidad, el *piping* solo se desarrolla ligado a regolitos con elevados contenidos en arcillas sódicas, en zonas próximas a los márgenes de los barrancos o *gullies*, sobre los regueros y coladas de barro en zonas de menor.

La intensidad y el grado de desarrollo del *piping* en un área son reflejo de la interacción entre las variables climáticas, las propiedades del regolito y el gradiente hidráulico local (Bryan y Jones, 1997). La infiltración de la escorrentía tiene lugar a través de las grietas (mudcracks), cuyo desarrollo está controlado por las propiedades físico-químicas del material y las características climáticas de la zona. La presencia de una precipitación de tipo estacional, muy variable, hace que se produzca el agrietamiento del regolito durante los periodos secos constituyendo la principal vía de penetración del agua de escorrentía en el regolito al tratarse de formaciones arcillosas altamente impermeables.

La composición química de las materiales analizados en las diferentes áreas estudiadas muestra que se trata de arcillas dispersivas, alcalinas de baja conductividad eléctrica y con elevados valores de SAR (Tabla 1). Desde el punto de vista mineralógico el *piping* está ligado a la presencia de arcillas hinchables del tipo Montmorillonita o de arcillas con elevados contenidos en sodio intercambiable como es el caso. De hecho, diversos autores (Jones, 1981; Benito et al, 1993; Gutiérrez et al., 1997) señalan la dispersión de las arcillas como uno de los mecanismos más importantes en el proceso de *piping*.

Se ha analizado la distribución tanto areal como espacial de l os *pipes* identificados en

Muestras	Ca^{2+} (meq/l)	Mg^{2+} (meq/l)	Na^{+} (meq/l)	K^{+} (meq/l)	SAR
Lupiñen	13,50	6,05	439,10	1,08	148,33
Orús	3,43	3,44	42,70	0,31	22,20
Orús R	16,67	14,25	97,26	0,32	25,38
Lanaja 1R	10,95	79,93	34,08	0,73	4,55
Lanaja 2Rr	16,98	102,92	55,65	0,63	7,24
Orillena	8,82	123,64	1922,66	3,48	236,25
San Salvador	7,08	1,35	7,74	0,28	3,77
Altorricon	20,28	6,43	9,37	2,05	2,67

Tabla 1. Composición química de las muestras de suelo.
Tabla 1. Chemical Composition of soil samples

cada zona y se ha llevado a cabo su caracterización morfométrica. En base a esos parámetros se han analizado el tipo de procesos de *piping* actuante en cada zona y su magnitud. Los resultados muestran como existen una relación directa entre la densidad, dimensiones y tipo de *piping* con las propiedades físico-químicas de los materiales y con la litología. El principal factor limitante es la presencia de una cantidad significativa de sodio en el suelo. Solo se desarrollan piping en las zonas donde los valores de SAR están por encima de 13 (Gutiérrez et al 1997; Benito et al, 1993). Por otro lado, cuando el SAR es lo suficientemente elevado y los materiales son susceptibles de sufrir *piping*, en algunas zonas es la presencia de niveles de areniscas de la Fm. Sariñena que limitan el desarrollo. En estas áreas el *piping* queda circunscrito a los niveles arcillosos y las dimensiones están controladas por la potencia de los niveles afectados. A este tipo pertenecen las áreas de Jubierre, Los Corrales, Albalatillo y San Juan de Flumen.

Otro factor de primer orden es la proximidad a los grandes gullies o barrancos. Esta misma característica fue observada por Desir y Marin en 2013 en las Bardenas Reales. Así en el área de Gratal el *piping* se caracteriza por presentar grandes dimensiones, del orden de decenas de metros llegando a alcanzar la centena en situaciones puntuales, siempre ligadas a los márgenes de los grandes barrancos. Se trata de *pipes* anidados que conforman una red secundaria de barrancos, pero que solo está conectada con el barranco principal por un *outlet* que en función del grado de desarrollo llegan a formar un puente natural para finalmente colapsar integrando ese barranco secundario como tributario. La importancia del *piping* en esta área como modelador del drenaje queda patente cuando analizamos la red de drenaje. Ésta está bien jerarquizada y se observa como las zonas más próximas a las cabeceras los márgenes presentan una elevada sinuosidad, del orden de 2.0 -3.5. Este índice de sinuosidad indica la relación entre la longitud del contorno de los márgenes respecto a la longitud del cauce, y responde al contorno de antiguos pipes que han sido capturados por la red de drenaje.

Otro tanto ocurre en el área de El Tormillo, Lupiñén, donde el *piping* se desarrolla sobre materiales cuaternarios, glacis y coluviones. Son arcillas y limos provenientes del lavado de los relieves circundantes y que suelen presentar una estructura interna con laminación y estructuras de corriente tipo ripples. El *piping* en estos materiales está limitado a los márgenes de los barrancos, al igual que en las anteriores, pero su desarrollo es principalmente en la vertical. El principal factor limitante es la distancia al barranco principal, ya que en los márgenes el gradiente hidráulico es máximo y se va atenuando conforme nos alejamos. La evolución de estos pipes es por coalescencia y por caída de bloques y vuelcos que se acumulan en el fondo de los barrancos.

Un tipo mixto de evolución es la que presenta el área de Ballobar. Geomorfológicamente, se trata de un barranco de incisión lineal que se ha desarrollado sobre la plataforma estructural en calizas. La red de drenaje es muy difusa y está compuesta casi en su totalidad por barrancos tipo *bank gully* (cabeceras) que se han generado por procesos de *piping* en las zonas de escarpe. Estos barrancos no desarrollan un cauce, sino que limitan una gran zona de derrame en la que se acumulan los restos de los bloques y vuelcos. Las dimensiones de los *pipes* están limitadas a la potencia de los materiales del relleno. En zonas donde el gradiente es bajo y la tasa de infiltración pequeña es difícil que se desarrollen conductos o *pipes*, debido principalmente al escaso gradiente y a la ausencia de un mecanismo que concentre el agua infiltrada.

Finalmente, y como representativo del control del *piping* sobre el drenaje, está el área

de Sena. En esta zona de *piping* es meramente anecdótico en superficie, es decir la presencia de *inlets* es muy escasa, sin embargo, en se observa en la salida de la cuenca como el drenaje está obturado y no hay evidencias de drenaje superficial. Se trata de una zona deprimida con claras evidencias de drenaje endorreico. En el centro de esa zona deprimida se observan zonas subsidentes a través de las cuales se produce la infiltración. No se han reconocido en el entorno *outlets* de modo que el drenaje en la salida es de tipo difuso.

Conclusiones

En las diferentes zonas estudiadas la presencia de *piping*, su grado de desarrollo, la interacción de este con la red de drenaje y del modelado es función tanto de las propiedades fisico-químicas del material, como del tipo y la potencia del material parental. Así cuando tenemos niveles de escasa potencia o que limitan la profundización de los conductos, se crean conductos pequeños que quedan colgados sobre el nivel de base del barranco principal. Sin embargo, cuando se trata de zonas donde la potencia es grande y los barrancos asociados son de escala decamétrica, el *piping* es el principal controlador tanto de la erosión como de la evolución de la red de drenaje, llegando a conformar en las zonas más próximas a las cabeceras una red de barrancos con márgenes ondulados debido a la coalescencia de los sucesivos *inlets* de los pipes. Finalmente, en zonas donde las cuencas de drenaje son de escala hectométrica con una pendiente media elevada y la salida se instala sobre una zona endorreica, se infiere por la presencia de pequeños focos subsidentes que el drenaje está controlado por el *piping*.

Con todo ello se muestra como este proceso es además un agente modelador y controlador de la hidrología superficial de primer orden.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Instituto de Estudios Altoaragoneses.

Bibliografía

Bartolomé, M., Sancho, C., Moreno, A., Oliva-Urcia, B., Belmonte, A., Bastida, J., Cheng, H., Edwards, R.L. (2015). Upper Pleistocene interstratal piping-cavespeleogenesis: The Seso Cave System (Central Pyrenees, Northern Spain). Geomorphology 228, 335–344.

Benito, G.; Gutiérrez, M. y Sancho, C. (1993). The influence of physico-chemical properties on erosion properties in badland areas, Ebro Basin, NE-Spain. Zeitschirift für Geomorfologie. 31, 199-214.

Bryan, R.B., Jones, J.A.A. (1997). The significance of soil piping processes: inventory and prospect. Geomorphology 20, 209–218.

Castañeda, C.; Gracia, F.J.; Rodríguez-Ochoa, R.; Zarroca, M; Roqué, C.; Linares, R. y Desir, G. (2017). Origin and evolution of Sariñena Lake (central Ebro Basin): a piping-based model. Geomorphology. 290, 164-183.

Desir, G. and Marín, C. (2007). Factors controlling the erosion rates in semi-arid zone (Bardenas Reales, NE Spain). Catena, 71, 31-40.

Desir, G. y Marín, C. (2013). Role of erosion processes on the morphogenesis of a semiarid badland area. Bardenas Reales (NE Spain). Catena. 106,83-92.

Desir, G. y Marín, C. (2011). Influencia de los procesos de piping en la evolución del modelado, Bardenas Reales (Navarra, España). Cuadernos de Investigación Geográfica 37, 67–78.

Gutiérrez, M., Sancho, C., Benito, G., Sirvent, J., Desir, G. (1997). Quantitative study of piping processes in badland areas of the Ebro Basin, NE Spain. Geomorphology 20, 237-253

Gutiérrez, F.; Desir, G. y Gutiérrez, M. (2003). Causes of the Catastrophic Failure of an Earth Dam Built on Gypsiferous Alluvium and Dispersive Clays (Altorricón, Huesca Province, Ne Spain) Environmental Geology. 43-7, pp.842-851.

Harvey, A.M. y Gutiérrez, M. (2005). Repeated patterns of Quaternary discontinuous gullying at El Tormillo, Ebro Basin, Spain. In C. García and R.J. Batalla (Eds.): Catchment Dynamics and River Processes: Mediterranean and Other Climate Regions. Elsevier, pp. 53–67.

Jones, J.A.A. (1981). The nature of soil piping: a review of research. British Geomorphological Research Group Monograph Series 3. Geobooks, Norwich.

Sirvent, J., Desir, G., Gutiérrez, M., Sancho, C., Benito, G. (1997). Erosion rates in badland areas recorded by collectors, erosion pins and profilometer techniques (Ebro Basin, NE-Spain). Geomorphology 18, 61–75.

Hidrogeomorfología y régimen de caudales ecológicos en el sistema tobáceo de las chorreras del río Cabriel (Enguínados-Víllora, Cuenca)

A. Díez-Herrero, J. Vegas, M. Hernández, A. Salazar, C. Lorenzo, J.C. García-Davalillo

Instituto Geológico y Minero de España, IGME, Madrid, Madrid

HYDROGEOMORPHOLOGY AND ENVIRONMENTAL FLOWS REGIME IN THE TUFA SYSTEM OF LAS CHORRERAS OF THE CABRIEL RIVER (ENGUÍNADOS-VÍLLORA, CUENCA): We have monitored the section of the Cabriel river (Júcar river basin) that cross through Las Chorreras area (Enguídanos-Víllora, Cuenca, Central-Eastern Spain), where a tufa system has been developed with different sedimentary bodies and facies since the Upper Pleistocene to the present. Two piezoresistive limnimeters have been installed, one immediately upstream of the tufa system, and one downstream. Aerial images form drones have also been used to produce detailed digital elevation models using photogrammetric analysis. The effects of the geomorphological configuration of the channel and its banks (pools, waterfalls, incised channels, potholes, bars, etc.) in the flooding events along the limit of the river channel have been analyzed. Conclusions have been drawn about the incidence of hydrodynamics and visitors impact in the formation and typology of current tufa facies, and it has been possible to make recommendations for the recovery of the tufa system.

Palabras clave: *sistema tobáceo, caudal ecológico, hidrogeomorfología, Cabriel, Las Chorreras.*
Key words: *tufa system, environmental flow, hydrogeomorphology, Cabriel, Las Chorreras.*

Introducción

La importancia del régimen hidrológico e hidráulico de las corrientes fluviales en los sistemas tobáceos ha sido ampliamente discutida en la literatura científica internacional. Sin embargo, el conocimiento detallado del régimen de caudales, y de la regulación antrópica del mismo, y su influencia sobre la formación y tipología de los depósitos tobáceos, sólo ha sido descrita de forma cualitativa, rara vez con datos cuantitativos y análisis numéricos que permitan extraer conclusiones de utilidad en la gestión de cauces y riberas enfocada a la conservación de estos hábitat fluviales (Fuller et al., 2011).

En el presente estudio se ha procedido a la monitorización hidroló-gica instrumental de un tramo del río Cabriel (cuenca del Júcar) a su paso por el paraje de Las Chorreras (términos municipales de Enguídanos y Víllora, provincia de Cuenca; Figura 1), donde ha desarrollado, al menos desde el Pleistoceno Superior un sistema tobáceo en rampa, que se ha incidido en tres niveles principales hasta la actualidad, con diferentes cuerpos y facies.

Materiales y métodos

Se instalaron dos limnímetros piezorresistivos Waterlevel 15L que midieron y registraron, en continuo, con intervalo temporal 15 minutal, la profundidad de la lámina de agua en secciones transversales del cauce situadas inmediata-mente aguas arriba del sistema tobáceo, y en la parte inferior del mismo.

También se han realizado vuelos con drones (Servicio de Trabajos Aéreos del IGME) para la adquisición de imágenes aéreas con las que obtener detallados modelos digitales de elevaciones mediante restitución fotogramétrica. Con todo ello se están desarrollando modelos hidráulicos unidimensionales (HEC-RAS) y bidimensionales (Iber) que permiten conocer la incidencia de la configuración geomorfológica del cauce y sus riberas (pozas, cascadas, canales incisos, marmitas, barras, etc.) en el tránsito de los eventos de avenida a lo largo del tramo del cauce del río en estudio. Por otro lado, se han solicitado y analizado datos hidrológicos, suministrados tanto por la Confederación Hidrográfica del Júcar (SAIH), como por la empresa que gestiona el salto hidroeléctrico allí ubicado (Lucas Urquijo; Iberdrola Gene-ración).

Resultados e interpretación

El periodo monitorizado ha correspondido a un estiaje generalizado de este río (09/17-

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.



Fig. 1. Mapa esquemático de situación de Las Chorreras del río Cabriel y de los principales elementos citados en este trabajo como fuentes de datos.
Fig. 1. Schematic map of the situation of 'Las Chorreras del Río Cabriel' and the main elements cited in this paper as data sources.

06/18), por lo que los valores registrados de calados respecto al sensor fueron extraordinariamente bajos en 2017 (Figura 2), y se recuperaron los meses de febrero a mayo de 2018, en los que hubo varios eventos de avenidas súbitas.

Sin embargo, los valores registrados aguas arriba de Las Chorreras, en la estación de aforos de la ROEA 08139 Víllora (SAIH E.A. 139/ 5R01), situada aguas abajo del embalse de El Bujioso pero aguas arriba del azud de Víllora, registraron fuertes fluctuaciones horarias y diarias (Figura 3), con pulsos periódicos entre caudales entre 1 y 20 m^3/s.

Discusión y conclusiones

De acuerdo con el Plan Hidrológico vigente de demarcación hidrográfica (2015-2021; Confederación Hidrográfica del Júcar, 2015) el tramo del río Cabriel en el que se sitúan Las Chorreras (Enguídanos-Víllora, Cuenca) se ubica en la masa de agua "Río Cabriel: E. Bujioso - E. Contreras" (código 18.21.01.06), submasa "E- Bujioso – Río Guadazaón". Según el anejo 5 del citado Plan, corres-pondiente al "Régimen de caudales ecológicos", los caudales mínimos que le corresponden a esta masa de agua son de 0,83 m^3/s (830 L/s), tanto en

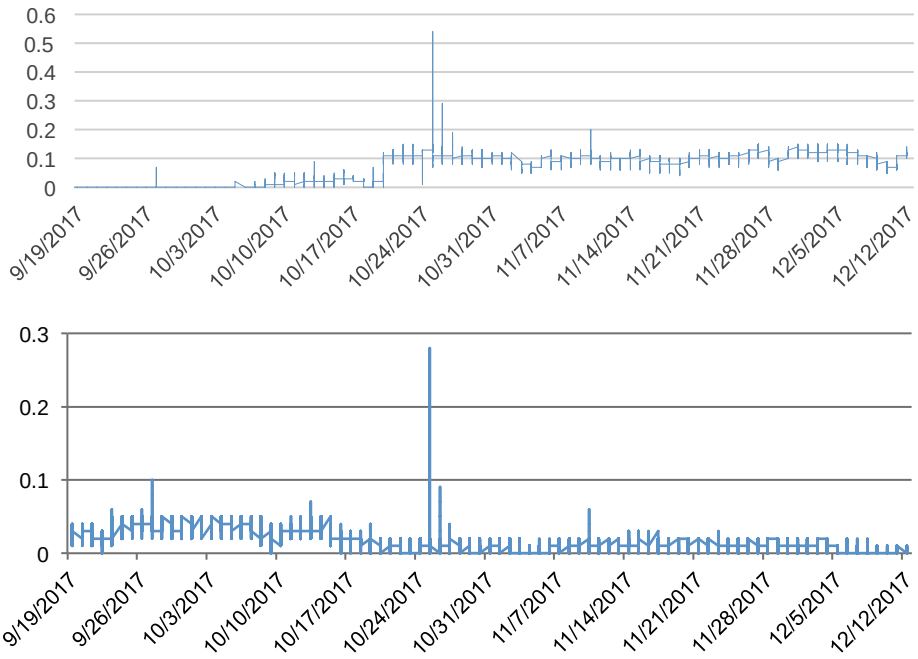


Fig. 2. Limnigramas de calados (m) respecto a los puntos de referencia del sensor delos limnímetros, para la parte superior (arriba) e inferior (abajo) del tramo del río Cabriel en el paraje de Las Chorreras, en el periodo entre el 19 de septiembre y el 12 de diciembre de 2017.
Fig. 2. Limnigraphs (waterstage in meters) with respect to the reference levels of the sensor, for the upper (up) and lower (down) part of the 'Las Chorreras del Cabriel' river reach, in the period between on September 19th and December 12th 2017.

situación ordinaria como de sequía. Este valor supone el 10,95% del caudal medio en régimen natural (estimado en 7,58 m^3/s).
Estos valores de caudales mínimos, máximos y tasas han sido establecidos con los métodos habituales, de índole hidrológica y de simulación de hábitat físico (HPU); pero sin tener en consideración la hidrogeomorfología fluvial, y mucho menos parámetros relacionados con la precipitación de carbonato de los sistemas tobáceos presentes en el tramo. Por ello, no se ha analizado la incidencia que tienen sobre la formación, facies tobáceas (estroma-tolitos, tubos, tallos, etc.), tasas de creci-miento o la destrucción de los aparatos tobáceos.

Efectivamente, la regulación y fuerte antropización del régimen de caudales del río Cabriel en este tramo, sobre todo a partir de principios del siglo XX con la construcción de la central hidroeléctrica Lucas Urquijo (1913-1914), que conllevó la toma en el azud de Víllora y posterior construcción del embalse de El Bujioso, ha supuesto la alteración casi completa de la hidrología del río. A grandes rasgos, se ha producido una laminación de las crecidas, sobre todo las de pequeña o mediana magnitud; y una uniformización del caudal base, que se asimila al caudal ecológico en periodos de sequía; con un desfase temporal de las puntas de avenida, y la generación de nuevas crecidas artificiales de pequeña magnitud por desembalses programados desde El Bujioso para la producción hidroeléctrica en la central de Lucas Urquijo. Las consecuencias que estos cambios tienen sobre el sistema tobáceo actual del río y sus márgenes son difíciles de evaluar cuantitativamente por falta de un periodo de monitorización suficiente-mente largo, y por ausencia de referentes previos al establecimiento de los aprovechamientos hidroeléctricos. No obstante, por lo observado en este trabajo, son los siguientes:

- La uniformización de los caudales base hace que el cauce y el canal fluvial tengan mayor regularidad y estabilidad en su posición en el tiempo, por lo que la parte activa del sistema tobáceo queda restringida a este sector influido por la lámina de agua; a diferencia de etapas anteriores, con mayor variabilidad de caudales, en los que se producía una fluctuación en la banda del cauce con procesos activos.
- La ausencia de eventos extremos frecuentes por laminación de las puntas hace que elementos de las riberas hayan quedado inactivos desde el punto de vista de los procesos fluviales, por lo que hay canales de crecida, marmitas de gigante y otros elementos y facetas que han quedado marginados.
- Esta estabilidad en la posición del canal fluvial y de los elementos geomorfológicos activos (cascadas, pozas, vados, islas, canales internos, etc.) y las acciones fluviales (erosión y transporte en disolución) produce una localización fija para los tramos en los que se produce también la precipitación y formación de tobas, y aquéllos en los que se destruyen por erosión, rompiendo así con la alternancia natural de periodos y zonas con formación y destrucción de aparatos tobáceos, que se muestra en el

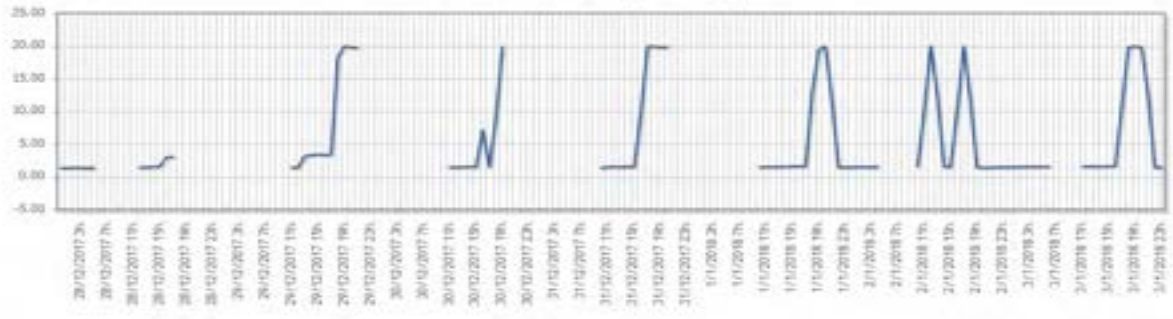


Fig. 3. Hidrograma de caudales (m^3/s) de la estación de aforos del río Cabriel en Víllora, correspondiente al SAIH de la CHJ, del mes de diciembre de 2017 a enero de 2018. Ver aviso al final del texto.
Fig. 3. Flow hydrograph (m^3/s) of the Cabriel river gauging station in Víllora, corresponding to the CHJ-SAIH, from the month of December 2017 to January 2018. See advice at the end of the text.

registro holoceno y pleistoceno del sistema de Las Chorreras.

- La menor frecuencia y magnitud de eventos extremos reduce la incorporación de carga detrítica grosera (cantos y bloques del propio sistema tobáceo) y carga leñosa (troncos, raíces y ramas) al cauce para ser transportados y sedimentados, y de madera en el cauce, con la consiguiente reducción de diversidad de hábitats y microambientes (represamientos, acumulaciones vegetales, etc.).
- El desfase temporal entre la generación natural de eventos de crecida y las puntas de desembalse puede producir que los mayores caudales se produzcan coincidiendo con periodos estivales de mayor formación de facies estromatolíticas, produciendo su destrucción e inhibiendo la precipitación estival. Este hecho se ha visto reforzado por el fuerte impacto de los visitantes de este paraje durante el verano, que supera el límite de capacidad de carga que tiene el sistema. El baño masivo y descontrolado en las zonas de rampa donde se produce la mayor precipitación de estromatolitos produce la erosión e interrumpe la precipitación, alterando irremediablemente las tasas anuales en un sistema ya modificado por la regulación hidrológica.

Agradecimientos

Se agradece a la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha la concesión del proyecto de investigación arqueológica y paleontológica (2017); así como el apoyo de la Consejería de Agricultura y Medio Ambiente (Cecilia Díaz) y guardería medioambiental (Jorge). A los Ayuntamientos de Enguídanos y Víllora por su colaboración. Al SAIH de la Confederación Hidrográfica del Júcar y a Iberdrola Generación (Javier López) por los datos hidrológicos facilitados.

Aviso de la CHJ sobre la los datos en Tiempo Real del SAIH

El SAIH es una red de telecontrol en tiempo real. Los datos medidos por los sensores de las estaciones remotas de control son transmitidos, de forma automática, al Centro de Proceso de Cuenca (CPC) utilizando una red de comunicaciones vía satélite o vía radio. Los datos son transmitidos desde cada estación con una frecuencia cincominutal y son cargados en las bases de datos de tiempo real del CPC sin filtrarlos ni depurarlos previamente. Esta alta frecuencia de transmisión y la gran cantidad de variables recibidas (más de 3000) hace que los datos en tiempo real disponibles en el CPC sean de naturaleza provisional hasta que sean revisados, depurados y validados. Por tanto, los datos en tiempo real tienen el carácter de no oficiales y no pueden ser legalmente utilizados.

Bibliografía

Confederación Hidrográfica del Júcar 2015. Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Júcar. Memoria. Ciclo de planificación hidrológica 2015 – 2021. Diciembre de 2015. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, 896 pp. + 12 anejos.

Fuller, B.M., Sklar, L.S., Compson, Z.G., Adams, K.J., Marks, J.C., Wilcox, A.C. 2011. Ecogeomorphic feedbacks in regrowth of travertine step-pool morphology after dam decommissioning, Fossil Creek, Arizona. Geomorphology 126, 314-332.

Las dolinas del karst hipogénico evaporítico del valle de Sant Miquel de Campmajor (NE de España)

I. Fabregat[1], F. Gutiérrez[1], C. Roqué[2], M. Zarroca[3], R. Linares[3], D. Carbonel[1], J. Guerrero[1], Y. Yechieli[4], Á. García-Arnay[1], J. Sevil[1], N. Mascellaro[5] y X. Pellicer[3]

[1] *Departamento Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, Aragón*
[2] *Àrea de Geodinàmica Externa i Geomorfologia, Universitat de Girona, Girona, Catalunya*
[3] *Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, Bellaterra, Barcelona, Catalunya*
[4] *Geological Survey of Israel, Jerusalem, Israel.*
[5] *S.O. Geologia. Rete Ferroviaria Italiana S.p.A, Rome, Italia*

SINKHOLES IN THE HYPOGENIC EVAPORITE KARST OF THE SANT MIQUEL DE CAMPMAJOR VALLEY (NE SPAIN): Recently, speleogenetic studies in hypogenic karst systems have received large attention. However, sinkhole investigations in this type of hydrogeological settings are scarce and the features of karst depressions in hypogenic systems remain poorly explored, despite the important practical implications. This work preliminarily analyses the sinkholes developed in the hypogenic gypsum karst of the Sant Miquel Valley. Here, the Eocene succession comprises the following hydrostratigraphic units relevant to our study, from base to top: a regional limestone aquifer; a gypsum unit; and a confining marl unit. A cartographic inventory including 94 sinkholes, mostly of caprock-collapse type, has been constructed using remote-sensed data and detailed field surveys. Sinkholes have a high density (2.9 sinkholes/km2) and reach 300 m in diameter. Caprock collapse sinkholes may affect marl successions hundreds of meters thick, revealing the development of large deeply-rooted cavities and collapse structures. Some features of the spatial and temporal distribution of the sinkholes (clustering, magnitude-frequency relationships) with practical implications are analyzed.

Palabras clave: *karst hipogénico, karst interestratal, análisis espacial, sequías.*
Key words: *hypogenic karst, interestratal karst, spatial analysis, droughts.*

Introducción

En los últimos años se ha avanzado notablemente en la caracterización espeleo-genética de los sistemas kársticos hipogénicos (Klimchouk et al., 2017). Sin embargo, los estudios de dolinas en este tipo de contextos hidro-geológicos son muy escasos, a pesar de su evidente interés aplicado.

En este trabajo se ha llevado a cabo un análisis detallado de las dolinas del valle de Sant Miquel de Campmajor (SMC), con una superficie de 32 km^2 y situado en el sector nororiental de la Cuenca Cenozoica del Ebro (CCE), justo al sur del orógeno pirenaico (Provincia de Girona) (Fig. 1).

En este trabajo, se pretende profundizar en el cono-cimiento de las características que presentan las dolinas en ambientes evaporíticos hipo-génicos. Las dolinas de SMC están relacionadas con la karstificación interestratal de los Yesos de Beuda, cubiertos en gran parte del valle por espesores importantes de las Margas de Banyoles.

En SMC, de forma similar a como se hizo en el valle del Fluvia (Gutiérrez et al., 2016), se ha elaborado un inventario cartográfico con casi un centenar de dolinas, mayoritariamente de colapso de sustrato no soluble (*caprock collapse sinkholes*) (Fig. 1). A partir del cual se ha analizado diversos aspectos relacionadas con la distribución espacial y temporal de las dolinas con implicaciones prácticas.

Contexto

El valle de SMC se localiza al sur del cabalgamiento de Vallfogona, con dirección E-O y vergencia S, en el sector nororiental de la CCE. El sustrato eoceno de SMC presenta las siguientes unidades hidroestratigráficas de interés para este estudio (Carrillo et al., 2014): (1) Calizas de la Fm. Girona (80 m); (2) Yesos de Beuda (<300 m) (3) Margas de Banyoles (>400 m).

Estas formaciones están afectadas por pliegues laxos E-O relacionados con el orógeno pirenaico, a los que se superponen fallas normales NNO-SSE asociadas al desarrollo de la fosa neógena del Empordà (Saula et al., 1994).

El valle de SMC se integra en el sistema acuífero Garrotxa-Banyoles (Bach et al., 1986; Linares et al., 2017). Se trata esencialmente de un acuífero kárstico calcáreo confinado con zona de recarga en el macizo de la Garrotxa. La descarga se produce en el Lago Banyoles y en los manantiales inter-mitentes (*over-flow springs*) de SMC y Espolla. El agua escasamente mineralizada que circula por la Fm. Girona asciende a través de los Yesos de Beuda

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

provocando su karstificación interestratal e hipogénica.

Metodología

El mapa geomorfológico y el inventario de dolinas se han generado a partir de la información contenida en trabajos previos (Pallí y Trilla, 1979), interpretación de fotos aéreas y modelos digitales de elevaciones, y una exhaustiva revisión de campo. Las entrevistas con los habitantes de la zona, así como el análisis de imágenes de distintas fechas ha permitido obtener información cronológica sobre algunas dolinas. El inventario incluye datos sobre diversos parámetros morfométricos y características de las dolinas, los cuales han sido analizados mediante ArcGIS y aplicaciones de estadística.

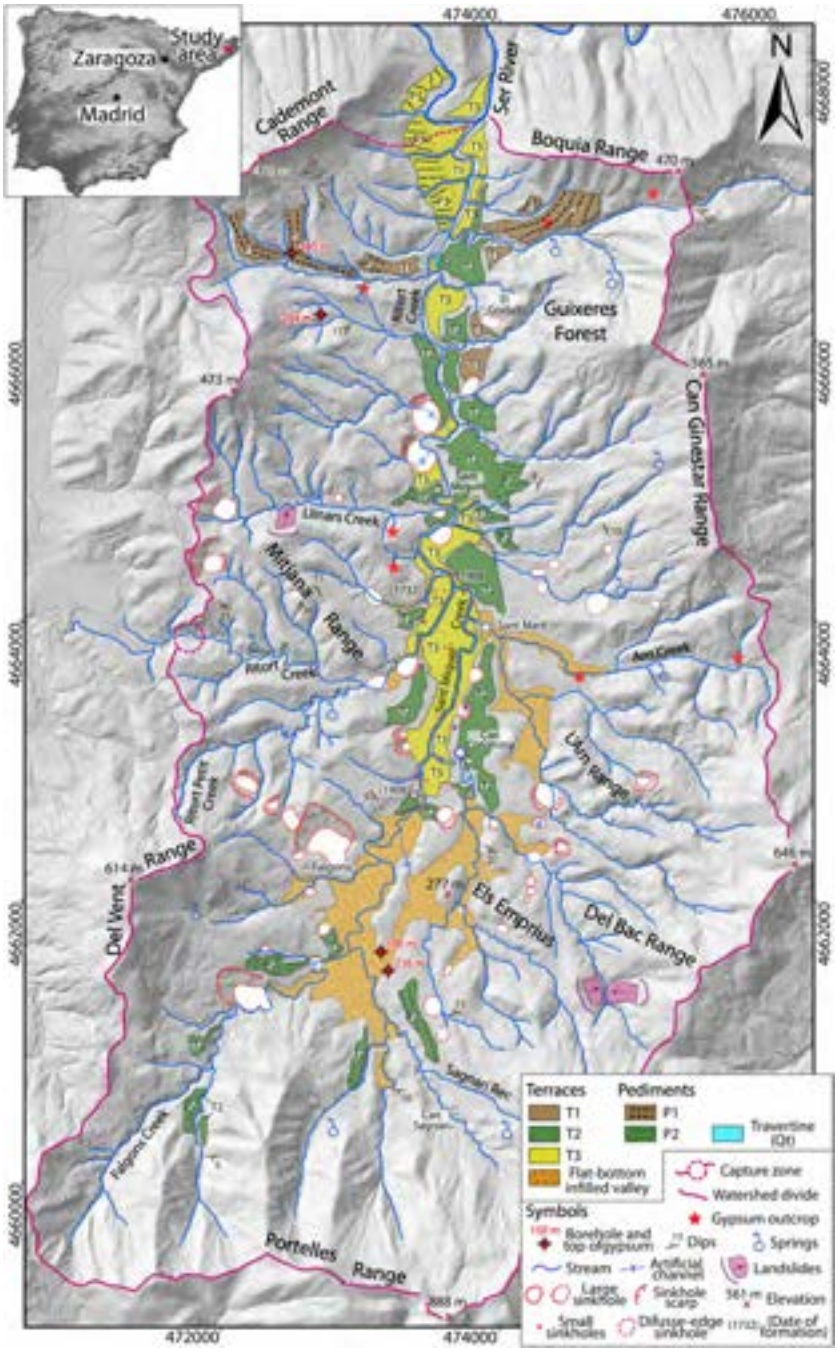


Fig. 1. Mapa geomorfológico con el inventario de dolinas de SMC.
Fig. 1. Geomorphological map with the sinkhole cartographic inventory of SMC

Geomorfología

El valle de SMC es una depresión alarga con orientación N-S de unos 8 km de longitud. Presenta un valle relativa-mente plano excavado principalmente en las Margas de Banyoles y orlado por laderas con elevada pendiente, desarrolladas en materiales detríticos más resistentes.

Los tramos central e inferior muestran una secuencia escalonada de tres terrazas (T1: +20-31m; T2: +8-16m; T3: +2-7m) y dos glacis correlativos con las terrazas más antiguas (P2 y P3). Los depósitos de terraza están formados principalmente por sedimentos de grano fino con intercalaciones gravas (Fig.1).

El sector sur presenta un sistema poco integrado de valles de fondo plano que se enlazan con la T1. La red de drenaje presenta frecuentes anomalías relacionadas con la presencia de dolinas. Al sur de la población de Sant Miquel, durante épocas de nivel piezométrico elevado, se activan los manantiales de Els Bullidors, alimentando al Río Ritort con aguas sulfatado cálcicas (Fig. 1).

Resultados

El inventario cartográfico incluye un total de 94 dolinas. Desde el punto de vista genético, predominan las dolinas de colapso de sustrato no soluble (*caprock collapse sinkholes*), relacionadas con la karstificación de los Yesos de Beuda, generalmente bajo espesores de margas que alcanzan los 200 m. Las dimensiones de las dolinas, con ejes mayores de hasta 309 m, y el espesor de las Margas de Banyoles, indican el desarrollo de cavidades de grandes dimensiones a gran profundidad que dan lugar a chimeneas de colapso con volúmenes de más de 7 106 m^3. Este aspecto está siendo investigado mediante tomografía eléctrica de resistividades.

Las 94 dolinas inventariadas ocupan un área aproximada de 690.467 m^2, lo que representa valores de densidad 2,2% de superficie dolinizada y una ratio de 3 dolinas/km^2. A partir de la superficie de las dolinas y de su profundidad media se ha estimado un volumen de 6,1·106 m3 (65.000 m3 de media por dolina), siendo este un valor mínimo del volumen de evaporitas evacuadas por disolución. Las dos depresiones mayores suman un volumen de 2,98·106 m^3, lo que representa un 49% del volumen total.

El eje mayor de las dolinas varía entre 309 m y 2 m. En general, las dolinas de mayores dimensiones tienden a parecer colgadas en las laderas del valle, mientras que las pequeñas, en muchos casos colapsos de cobertera se localizan principalmente en el fondo del valle (Fig. 1). Las dimensiones del eje mayor de las dolinas y su frecuencia relativa muestran una relación exponencial. Esta relación magnitud frecuencia puede expresarse con un grado de ajuste elevado empleando una función logarítmica (R^2= 0,946) (Fig. 2). La comparación de esta relación empírica con otras obtenidas en diferentes contextos kársticos pone de manifiesto un sesgo en SMC hacia dolinas de mayores dimensiones atribuibles a su condición hipogénica.

El análisis de la distribución espacial de las dolinas mediante diversos procedimientos (vecindad, densidad) indica la tendencia de estas a formar agrupaciones y una marcada asociación espacial con la red de drenaje. El 46% de las dolinas tiene su centroide situado a menos de 50 m del cauce más próximo.

Con relación a la distribución temporal, la comparación de los valores de precipitación anual con las fechas de los 5 eventos de colapso registrados desde 1973, indica una mayor probabilidad de ocurrencia de dolinas durante periodos de sequía.

Conclusiones

Esta investigación ha permitido avanzar en la caracterización de las dolinas desarrolladas en ambientes hipogénicos. A grandes rasgos, algunas conclusiones son: (1) Dolinas mayoritariamente de tipo *caprock-collapse* relacionadas con cavidades profundas y de grandes dimensiones, responsable de la generación de chimeneas de colapso de gran desarrollo vertical. (2) Una exce-lente relación magnitud-frecuencia exponencial. (3) Mayor probabilidad de ocurrencia de dolinas en épocas de sequía. (4) Probabilidad espacio-temporal de ~0,2 dolinas/km^2/año. (5) Una clara asociación espacial entre las dolinas y los cauces fluviales, una relación en principio no esperable en un karst hipogénico.

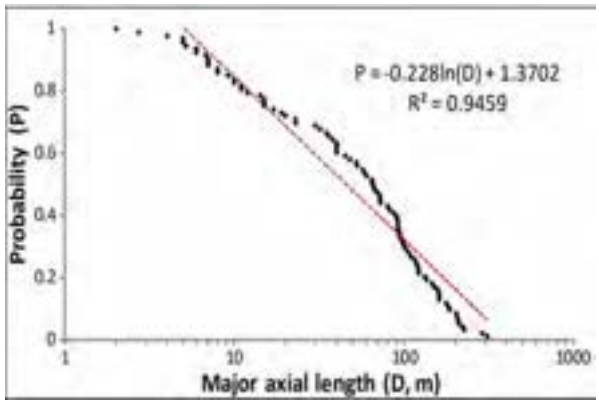


Fig. 2. Gráfica de relación magnitud-frecuencia de SMC.
Fig. 2. Magnitude-frequency relationship graph of SMC.

Agradecimientos

Trabajo financiado por los proyectos CGL2013-40867-P y CGL2017-85045-P del Ministerio de Economía, Industria y Competitividad (Gobierno de España).

Bibliografía

Bach, J., Brusi, D., Sanz, M., Trilla, J. 1986. Ejemplo de sistema kárstico tipo "trop plein" (La Garrotxa-Banyoles). Jornadas sobre el Karst en Euskadi. Tomo I, 137–151.

Carrillo, E., Rosell, L., Ortí, F. 2014. Multiepisodic evaporite sedimentation as an indicator of paleogeographical evolution in foreland basins (South-eastern Pyrenean basin, Early-Middle Eocene). Sedimentology 61, 2086–2112.

Gutiérrez F, Fabregat I, Roqué C, Carbonel D, Guerrero J, García-Hermoso F, Zarroca M, Linares R. 2016. Sinkholes and caves related to evaporite dissolution in a stratigraphically and structurally complex setting, Fluvia Valley, eastern Spanish Pyrenees. Geological, geomorphological and environmental implications. Geomorphology 267, 76–97.

Klimchouk, A., Palmer, A.N., De Weele, J., Auler, A.S., Audra, P. (Eds.) 2017. Hypogene Karst Regions and Caves of the World. Springer, Vol. XX, 911 pp.

Linares, R., Roqué, C., Gutiérrez, F., Zarroca, M., Carbonel, D., Bach, J., Fabregat, I. 2017. The impact of droughts and climate change on sinkhole occurrence. A case study from the evaporite karst of the Fluvia Valley, NE Spain. Science of the Total Environment 579, 345–358.

Pallí, LL. y Trilla, J. 1979. Morfogénesis del valle de St. Miquel de Campmajor. Acta Geológica Hispánica 14, 451–456.

Saula, E., Picart, J., Mato, E., Llenas, M., Losantos, M., Berastegui, X., Agustí, J. 1994. Evolución geodinámica de la fosa del Empordà y las Sierras transversales. Acta Geológica Hispánica. 29, 55–75

Caracterización de dolinas de colapso mediante *trenching*, georadar y tomografía eléctrica de resistividades en el karst evaporítico del valle del Fluvia (NE de España)

I. Fabregat[1], F. Gutiérrez[1], C. Roqué[2], M. Zarroca[3], R. Linares[3], X. Comas[4], D. Carbonel[1] y J. Guerrero[1]

[1] *Departamento Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, Aragón*
[2] *Àrea de Geodinàmica Externa i Geomorfologia, Universitat de Girona, Girona, Catalunya*
[3] *Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, Bellaterra, Barcelona, Catalunya*
[4] *Department of Geosciences. Florida Atlantic University, Florida, USA.*

COLLAPSE SINKHOLE CHARACTERIZATION APPLYING TRENCHING, GPR AND ERI IN THE EVAPORITE KARST OF THE FLUVIA VALLEY (NE SPAIN): Unravelling subsidence behavior and recency are essential issues for the characterization of hazardous sinkholes. This work analyses the potential of the trenching technique, in combination with ERI and GPR to determine karstic subsidence behaviour and kinematics in two collapse sinkholes located in the Fluvia Valley, NE Spain. Sinkholes are related to the interstratal karstification of the Beuda gypsum formation overlain by Banyoles marls. The inactive Anfiteatro sinkhole is located in a perched terrace, whereas the active Fares sinkhole is in the floodplain of the Fluvia River. Subsidence in the Anfiteatro was accommodated by dip-slip displacement on a ring fault, with a total throw estimated from the ERT section of ca. 10 m. Radiocarbon ages constrain the most recent event at 599-777 AD. Episodic subsidence in the Fares is controlled by an annular fault and an internal flexure. The sinkhole has been largely filled by rapid sand accumulation during historical flood events.

Palabras clave: *dolinas de colapso, trenching, geofísica, inundaciones.*
Key words: *sinkhole collapse, trenching, geophysics, floods.*

Introducción

La evaluación de la peligrosidad asociada a dolinas de subsidencia concretas precisa de una caracterización adecuada de las mismas, abordando aspectos esenciales como el régimen cinemático, las tasas de hundimiento o la edad del evento de hundimiento más reciente (Gutiérrez et al., 2014). Este tipo de estudios requiere de la aplicación e integración de diversas técnicas tanto superficiales con subsuperficiales, intrusivas (sondeos, trincheras) y no intrusivas (geofísica). Recientemente, Fabregat et al. (2017) estudiaron dos grandes dolinas mediante trincheras y técnicas geofísicas someras (GPR, ERI) en el sector pirenaico del valle medio del Fluvia, al norte del Cabalgamiento de Vallfogona. Estas dolinas se atribuían a la karstificación interestratal de la formación salina de Serrat y presentaban un estilo de deformación dúctil en la cobertera, con estructuras en cuenca y monoclinales. En dicho trabajo se analizaron las posibilidades y limitaciones de las distintas técnicas y se reconstruyó tanto la estructura interna de las dolinas como su evolución. En éste estudio se analizan dos dolinas en el Valle del Fluvia, aplicando las mismas técnicas que en el trabajo anterior, pero con las siguientes diferencias: (1) las dolinas están situadas en la cuenca cenozoica del Ebro, al sur del Cabalga miento de Vallfogona, y están relacionadas con las karstificación interestratal de los Yesos de Beuda; (2) la deformación de la cobertera está dominada por el desarrollo de fallas de colapso; (3) una de las dolina se ubica en la llanura de inundación, lo que determina un patrón de la sedimentación muy diferente al de las dolinas situadas en niveles aluviales colgados (Gutiérrez et al., 2017). En este trabajo se evalúa el potencial y grado de complementariedad de las distintas técnicas en dolinas de colapso con distinto grado de actividad y en contextos diferentes (dolinas del Anfiteatro y de Fares).

Contexto

Geológicamente, el valle medio del Fluvia

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

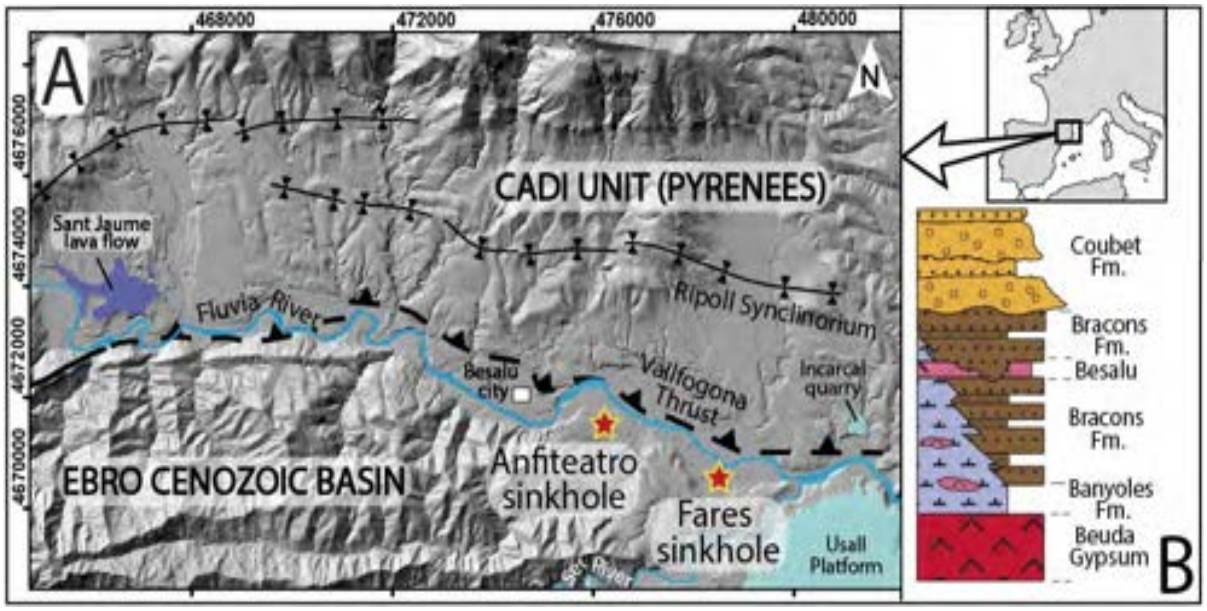


Fig. 1. (A) MDT sombreado con las principales estructuras y la situación de las dolinas. (B) Columna sintética de la zona al sur del Cabalgamiento de Vallfogona.
Fig. 1 (A) Shaded MDT with the main structures and the situation of sinkholes. (B) Synthetic column of the VT south.

se ha excavado a lo largo del límite entre dos unidades estructurales sepa-radas por el Cabalgamiento de Vallfogona, con dirección E-O y vergencia S; la Cuenca cenozoica del Ebro al sur, y la Unidad del Cadí del orógeno pirenaico al norte. Las dolinas estudiadas se localizan en el bloque superior del Cabalgamiento de Vallfogona, en la cuenca cenozoica del Ebro. En este sector aflora una sucesión de sedimentos marinos y de transición del Eoceno, que incluye varias unidades evaporíticas. El sustrato en el emplazamiento de las dolinas investigadas está formado por las Margas de Banyoles, y bajo éstas, los Yesos de Beuda (Carrillo et al., 2014), afectados por procesos de karstif-icación interestratal Gutiérrez et al., 2016) (Fig. 1). Gutiérrez et al. (2016) cartografiaron en el valle medio del Fluvia un total de 8 terrazas (T1: + 91-97 m; T2: + 75-82 m; T3: + 47-53 m; T4: + 36-45 m; T5: + 28-32 m; T6: + 19-25 m; T7: + 8-12 m; T8: + 3-7 m), y 5 glacis correlativos con algunas de las terrazas más antiguas (P1, P2, P4, P4, P6). Los depósitos de terraza están constituidos fundamentalmente por gravas polimícticas y redondeadas, mientras que los glacis presentan gravas subangulosas peor seleccionadas.

Geomorfología

Se han elaborado mapas geológicos-geomorfológicos detallados de las zonas de las dolinas a partir de los datos de estudios previos (p. ej., Gutiérrez et al., 2016) y mediante cartografía en campo a escala 1.1000. Por otra parte, se obtuvieron datos de sondeos contenidos en diversos informes y se revisaron las imágenes históricas disponibles para identificar posibles cambios recientes.

Posteriormente se tomaron diversos perfiles de ERI (tomografía eléctrica de resistividades) y GPR (georadar) en las dos zonas. Para la adquisición de los datos de ERI se empleó un sistema Syscal Pro Swith con 96 electrodos (IRIS Instruments), utilizando un dispositivo Dipolo-Dipolo (DDP). La inversión de los datos de resistividad aparente se realizó con EarthImager2D (Advanced Geo-sciences, Inc.).

Los datos de GPR tomaron con un equipo de RIS System (Ingegneria dei Sistemi) y empleando una antena no blindada de 40 MHz y dos blindadas de 100 y 200 MHz. El procesado de los datos se realizó con ReflexW (Sandmeier, 2017).

Para la aplicación del *trenching* se han seguido los pasos descritos en diversos trabajos sobre dolinas (p. ej., Fabregat et al., 2017; Gutiérrez et al., 2017). Se cartografió una de las paredes de las trincheras a escala

1:50 en papel milimetrado y se tomó un elevado número de muestras, datando 13 de ellas mediante la técnica del radiocarbono (AMS), calibrando posteriormente los resultados con CALIB 7.1.

Resultados

La dolina del Anfiteatro

Esta dolina, aparentemente inactiva, con 79 m de eje mayor, se localiza en la terraza T5 del Fluvia (Fig. 2A). Su morfología subcircular, con margen escarpado y escalonado, motivó que los arqueó-logos la interpretasen erróneamente como un anfiteatro romano (Burch et al. 2014).

La trinchera (Fig. 2C), con 33 m de longitud y 4 m de profundidad, expuso una única falla de colapso con elevado buzamiento, yuxtaponiendo depósitos de terraza con un relleno de dolina sin apenas deformación interna y constituido por facies limo arcillosas pobremente estatificadas. La falla se encontraba truncada por un relleno de dolina más reciente sin deformar. Las relaciones

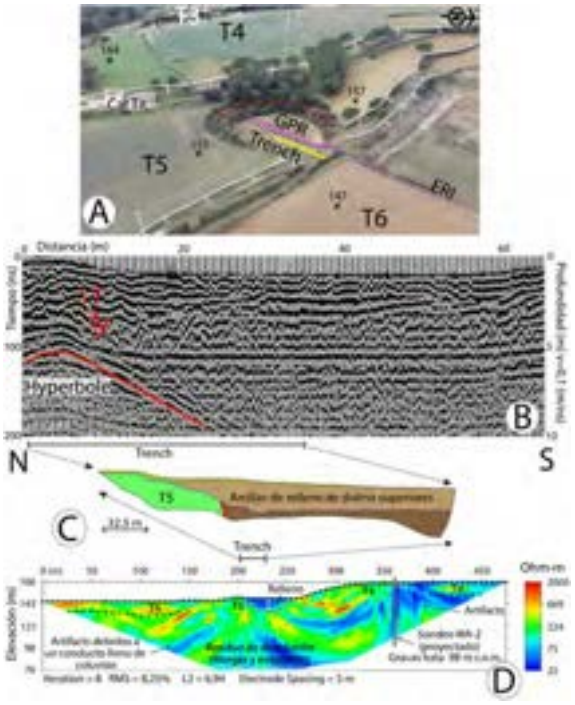


Fig. 2. (A) Imagen aérea oblicua del Anfiteatro. (B) GPR de 100 MHz. (C) Esquema del log con las unidades principales. (D) Perfil ERI de 480 m.
Fig. 2. (A) Anfiteatro oblique image. (B) 100 MHz GPR. (C) Schematic log with the mains units. (D) 480 m ERI profile.

geométricas y las dataciones de radiocarbono permiten situar el evento de hundimiento más reciente en 599-777 AD. Si bien la imagen de ERI alcanza una elevada penetración (ca. 70 m) y permite estimar el espesor del relleno de la dolina en unos 10 m, no muestra con claridad la estructura de colapso en profundidad, relacionada con la karstificación de los Yesos de Beuda bajo un espesor considerable de Margas de Banyoles (Fig. 2D). Los resultados obtenidos mediante GPR fueron muy pobres debido a la presencia de una elevada proporción de arcillas en el relleno de la dolina. La falla de colapso, a pesar representar un contacto neto entre materiales con propiedades contrastadas, no se identifica de forma inequívoca en los distintos perfiles (Fig. 2B).

La dolina de Fares

Esta dolina activa de 30 m de diámetro se encuentra en un campo de cultivo en la llanura de inundación (T8) del río Fluvia, a escasos 200 m de su cauce. Topográficamente se manifiesta como una depresión muy somera y de bordes difusos, debido a los frecuentes rellenos por los agricultores. La trinchera, de 47 m de longitud y 3 m de profundidad, expuso una estructura de colapso completa de 24 m de anchura afectando a depósitos fluviales. El relleno de la dolina, formado por depósitos de inundación recientes, presentaba en los márgenes acuñamientos, flexiones y distintas generaciones de fallas con discordancias asociadas que permiten interpretar un patrón de la subsidencia episódico y asimétrico. Las dataciones de radiocarbono indican que la dolina se generó hace menos de 125 años y que la tasa media de sedimentación es superior a 6 mm/yr. En este tipo de contextos, el espacio de acomodación generado por subsidencia es rápidamente colmatado por eventos de inundación.

El empleo de los métodos geofísicos ha sido, en general, más satisfactorio que en el Anfiteatro (Figs. 3B y 3C). Las secciones de ERI muestran un cambio en el patrón de resistividad bajo la dolina atribuible a una estructura de colapso profunda, pero no parece tener penetración suficiente para identificar la posición de las cavidades en las

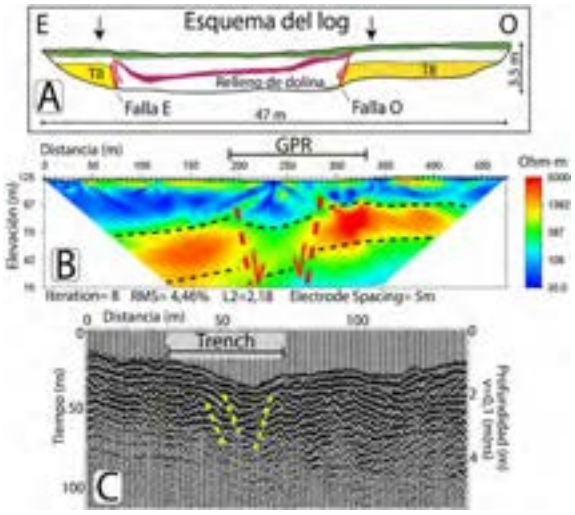


Fig. 3. (A) Log de Fares con las unidades principales. (B) Perfil ERI de 480 m. (C) GPR de 200 MHz.
Fig. 3. (A) Fares log with the mains units. (B) 480 m ERI profile. (C) 200 MHz GPR.

que se enraíza. Se reconocen artefactos de inversión en el área que rodea la dolina, observada en otros casos, y que podrían estar relacionados por la propia estructura de colapso. El GPR permite identificar a grandes rasgos la estructura interna de la dolina a escasa profundidad, especialmente con la antena blindada de 200 MHz, que ofrece la mayor resolución y una penetración de 3-4 m. Los márgenes de colapso se reconocen mediante reflexiones truncadas lateralmente. En la zona del relleno de la dolina las reflexiones presentan una geometría sinforme.

Conclusiones

La investigación llevada a cabo ilustra la necesidad de aplicar diversas técnicas para una completa caracterización de las dolinas. La técnica del *trenching*, en combinación con datos geocronológicos y análisis de retrodeformación, ha permitido obtener información sobre los mecanismos de subsidencia, los límites de la zona afectada por subsidencia, el régimen cinemático de los procesos de hundimiento o la edad del evento de colapso más reciente. El georadar, tal y como se ha documentado en otros trabajos, puede verse afectado negativamente por la presencia de sedimentos arcillosos limitando la penetración. La ERI, a pesar de su relativamente baja resolución, permite explorar las estructuras de subsidencia a profundidades más bajas que el *trenching* y el GPR, captando la base del relleno de las dolinas y las estructuras de colapso subyacentes.

De forma similar a lo observado en el valle del Ebro (Gutiérrez et al., 2017), el estudio de dolinas en la llanura de inundación aporta información de interés no solo sobre los fenómenos de subsidencia, sino también un registro de paleoinundaciones de interés para la evaluación de la peligrosidad por crecidas.

Agradecimientos

Trabajo financiado por los proyectos CGL2013-40867-P y CGL2017-85045-P del Ministerio de Economía, Industria y Competividad (Gobierno de España).

Bibliografía

Burch, J., Casas, J., Castanyer, P., Costa, A., Nolla, J.M., Palahí, L., Sagrera, J., Simon, J., Tremoleda, J., Varenna, A., Vivó, D., Vivo, J. 2014. L'Alt Imperi al nord-est del "Conuentus Tarraconensis": Una visió de conjunt. Documenta Universitaria, Institut de Recerca Històrica, Laboratori d'Arqueologia i Prehistòria, Universitat de Girona, Girona, 495 pp.

Carrillo, E., Rosell, L., Ortí, F. 2014. Multiepisodic evaporite sedimentation as an indicator of paleogeographical evolution in foreland basins (South-eastern Pyrenean basin, Early-Middle Eocene). Sedimentology 61, 2086–2112.

Fabregat, I., Gutiérrez, F., Roqué, C., Comas, X., Zarroca, M., Carbonel, D., Guerrero, J., Linares, R. 2017. Reconstructing the internal structure and long-term evolution of hazardous sinkholes combining trenching, electrical resistivity imaging (ERI) and ground penetrating radar (GPR). Geomorphology 285, 287–304.

Gutiérrez F, Fabregat I, Roqué C, Carbonel D, Guerrero J, García-Hermoso F, Zarroca M, Linares R. 2016. Sinkholes and caves related to evaporite dissolution in a stratigraphically and structurally complex setting, Fluvia Valley, eastern Spanish Pyrenees. Geological, geomorphological and environmental implications. Geomorphology 267, 76–97.

Gutiérrez, F., Parise, M., De Waele, J., Jourde, H. 2014. A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst. Earth-Science Reviews 138, 61–88.

Gutiérrez, F., Zarroca, M., Castañeda, C., Carbonel, D., Guerrero, J., Linares, R., Roqué, C., Lucha, P. 2017. Paleoflood records from sinkholes using an example from the Ebro River floodplain, northeastern Spain. Quaternary Research 88, 71–88.

Sandmeier, K.J. 2017. ReflexW (Version 8.5) Processing Program for Seismic, Acoustic and Electromagnetic Reflection, Refraction and Transmission Data. K.J. Sandmeier, Karlsruhe, Germany.

La raña: una morfología de abanicos relictos en relación con la evolución de la red fluvial

G. Garzón[1], R.Tejero[1], M.Tsige[1] y J. Arribas [2]

[1] *Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología. Universidad Complutense de Madrid, Madrid*
[2] *Departamento de Petrología y Mineralogía. Universidad Complutense de Madrid, Madrid*

THE "RAÑA" MORPHOLOGY: IBERIAN RELICT ALLUVIAL FANS RELATED TO FLUVIAL NETWORK EVOLUTION: The morphology of the *rañas* morphosedimentary unit in the Vegas Altas depression (Guadiana R. basin) stands out currently as *mesas* representing the cover of extinct alluvial fans abandoned by their feeding streams. The fan apex is related to cluses forming wind gaps of captured rivers that shifted laterally preserving previous morphologies on the coarser and consolidated apex. Geomophological mapping shows the beheaded fans on the Guadalupe pediment and the streams migration redirected eastwards. They superimpose in the exhumed Paleozoic basement and erode new valleys in the inter-fan spaces, when reaching the sedimentary depression. The rivers then turn gradually towards the SW driven by the Guadiana River headwater erosion. This interpretation can be applied to other Villuercas rañas and extend it to similar rañas morphologies related to fans abandoned by extinct rivers, either by lateral shift or by flow inversion across the water divide.

Palabras clave: Raña, abanicos aluviales, capturas, jerarquización drenaje
Key words: Raña, alluvial fans, captures, drainage integration

Contexto geomorfológico

En la depresión de las Vegas Altas del Guadiana, el topónimo raña aparece aplicado a extensas mesas pedregosas de piedemonte con morfología de abanicos aluviales. Se considera, en general, como una unidad morfosedimentaria de articulación entre el relleno final de las cuencas cenozoicas y el comienzo del encajamiento de la red fluvial (e.g. Martin-Serrano, 1991; Martin-Serrano y Molina, 2005). Este hecho se evidencia claramente en la vertiente meridional de la Sierra de las Villuercas, pues la superficie de las rañas se configuran en glacis encajados ya en los depósitos cenozoicos (Moreno et al., 2004).

El presente trabajo investiga la evolución y significado de estas morfologías en relación con la reconfiguración fluvial en su jerarquización hacia el río Guadiana y a partir de la cartografía geomorfológica y del análisis de la red de drenaje.

Las Villuercas se caracterizan por un relieve apalachiano de anticlinales y sinclinales NO-SE delimitados por las barras de cuarcitas paleozoicas. En su límite sur con la cuenca cenozoica de las Vegas Altas, estas estructuras aparecen cortadas transversalmente por fallas alpinas NE-SO a E-O, responsables de dos grandes accidentes morfotectónicos (Fig. 1). El primero, y más antiguo, controla las vertientes de la Sierra con fuertes escarpes definidos por fallas (N 20-30ºE y E-O) y ya alabeados por la erosión. El segundo está definido por otro accidente (N75º E) de morfología nítida que limita la depresión cenozoica actual y que aparece decapitando la cabecera de los abanicos de rañas (Fig. 2).

Entre ambas estructuras se desarrolla un entrante de piedemonte sobre el zócalo (el pedestal de Guadalupe) con el que enrasan las rañas. La sedimentación siliciclástica cenozoica (de ≈ 80m de potencia) culmina con tres grandes abanicos de raña: Puerto del Rey,

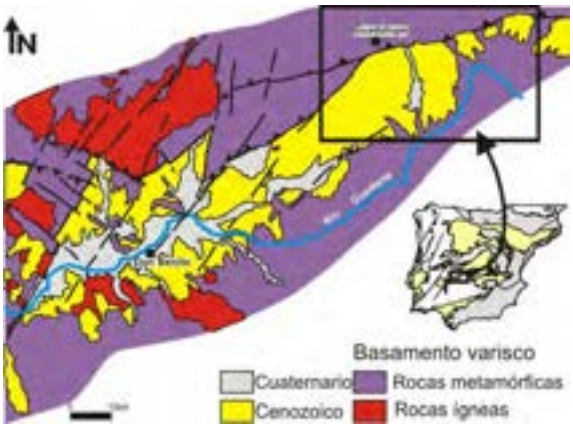


Fig. 1. Situación y marco geológico
Fig.1. Geological setting

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

Castilblanco y Valdeazores. Estos coalescen con otros más pequeños y entre ellos destacan algunos montes isla residuales de cuarcitas con laderas recubiertas de coluviones que han alimentado las rañas. A su salida hacia la cuenca, la red de drenaje se encaja en los sedimentos reconfigurando la forma de estos abanicos al jerarquizarse en los amplios valles que los circundan.

Relación entre rañas y red de drenaje

La red de drenaje proveniente de la Sierra de las Villuercas discurre NO-SE según las estructuras variscas, pero al llegar al pedestal de Guadalupe sufre importantes variaciones de trazado redefiniendo tres colectores principales: los ríos Ruecas, Guadalupejo y Guadarranque. Estos ríos no se corresponden ahora con los ápices de las rañas, sino que se desvían primero hacia el este, aprovechando la traza de la falla del borde, para girar de nuevo al oeste con abruptos codos. A partir del análisis de las formas fluviales actuales y antiguas se han podido reconstruir modelos evolutivos para cada abanico (Fig. 3). El abanico oriental, Valdeazores, presenta una cabecera doble. Su morfología evidencia su relación con el río Ruecas que gira bruscamente encajándose hacia el O. Por otro lado su ápice tiene una conexión natural con el pedestal de Guadalupe a través de una *cluse*. Su posible alimentador, el río Silvadillos ha sido capturado invirtiendo su cauce al E a favor de la falla de borde para desembocar finalmente al valle del río Guadalupejo. La cabecera del abanico de Castilbanco es más imprecisa con ápices sin conexión evidente. Su coalescencia con otras rañas menores apunta la existencia de otras salidas previas a través del río Jarigüela. Este curso habría sufrido finalmente un proceso de captura en dos eta-

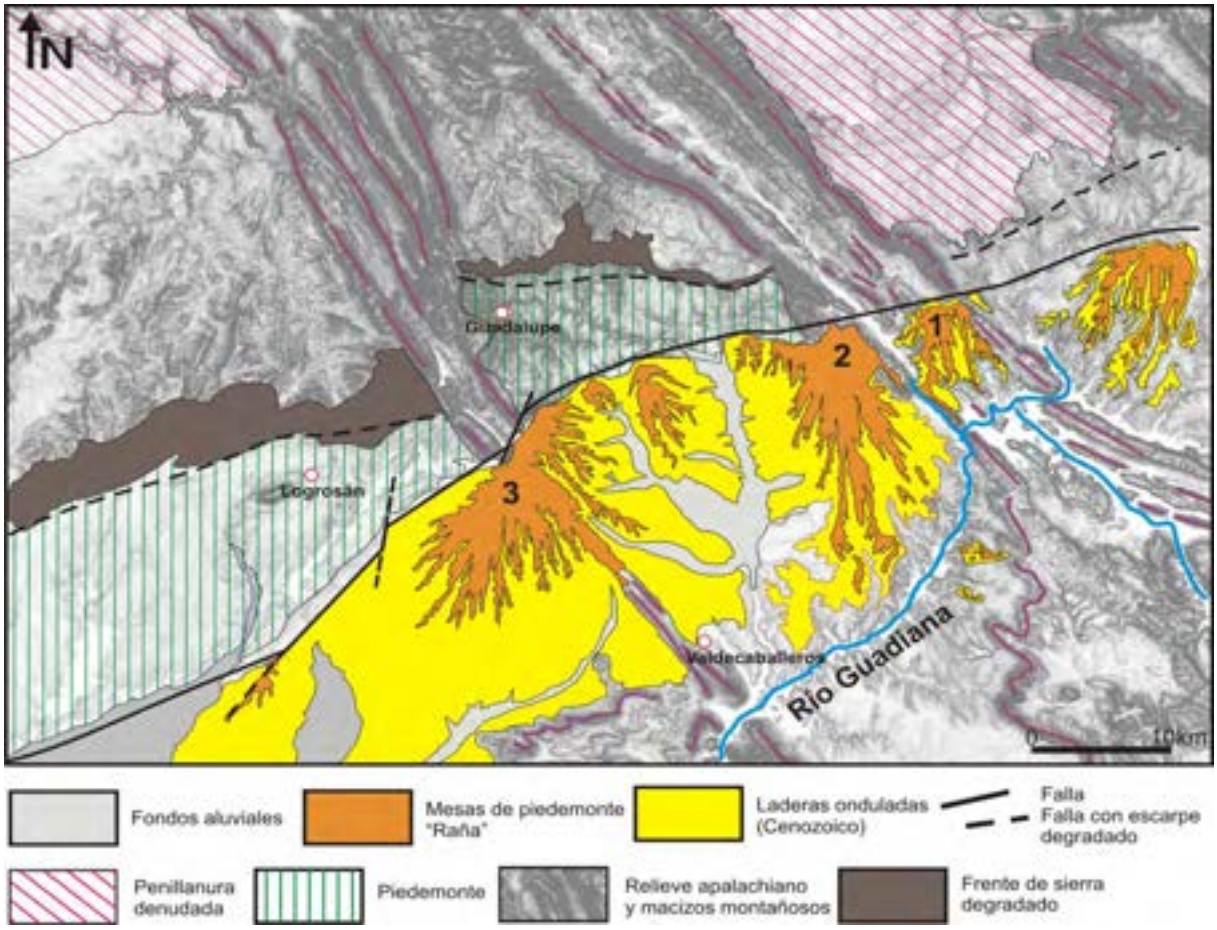


Fig. 2. Esquema geomorfológico. 1: Abanico de Puerto del Rey; 2: Abanico de Castilblanco; 3: Abanico de Valdeazores.
Fig.2 Geomorphological framework. 1: Puerto del Rey Alluvial Fan; 2: Castilblanco A. Fan; 3: Valdeazores A. Fan.

pas definidas por portillas (*cluses*) hacia el sinclinal del río Guadarranque, justificables por el alto gradiente de este cauce muy condicionado por su cercana desembocadura en el Guadiana. El ápice del abanico del Puerto del Rey se encuentra sobre una *cluse* colgada, sin cabecera en la otra vertiente del crestón cuarcítico, que justifique sus depósitos. Esto implica el desmantelamiento del relleno cenozoico que sobrepasaría esa *cluse*, pero del que aún se conserva un cerro testigo. El posible colector actual de esa raña sería el río Fresnedoso, que desciende en línea recta al O, hacia el Puerto del Rey desde los Montes de Toledo. Su cauce actual, profundamente encajado, define el codo brusco de su captura hacia el SO para integrarse al Guadiana.

De la interpretación geomorfológica del drenaje, puede deducirse que el proceso de jerarquización de la red y abandono de los ápices de los abanicos de raña es el resultado de capturas sucesivas por el relevo entre tramos de diferentes cauces. Estos han sido desviados progresivamente hacia el SE coincidiendo con el accidente morfotectónico del borde Sur. Los posibles antiguos cauces alimentadores van perdiendo significancia paulatinamente al irse integrando en la nueva red, pero aún así conservan sus valles embutidos en el pedestal de Guadalupe. Las mesas de las rañas enrasan o incluso superan la altura de esa plataforma, lo que indica que ha sido exhumada del recubrimiento sedimentario que favorecía la movilidad e incisión de los cauces. El decapitado de los abanicos con el desplazamiento sistemático de los afluentes hacia el E, sería la consecuencia de los últimos movimientos de la falla alpina.

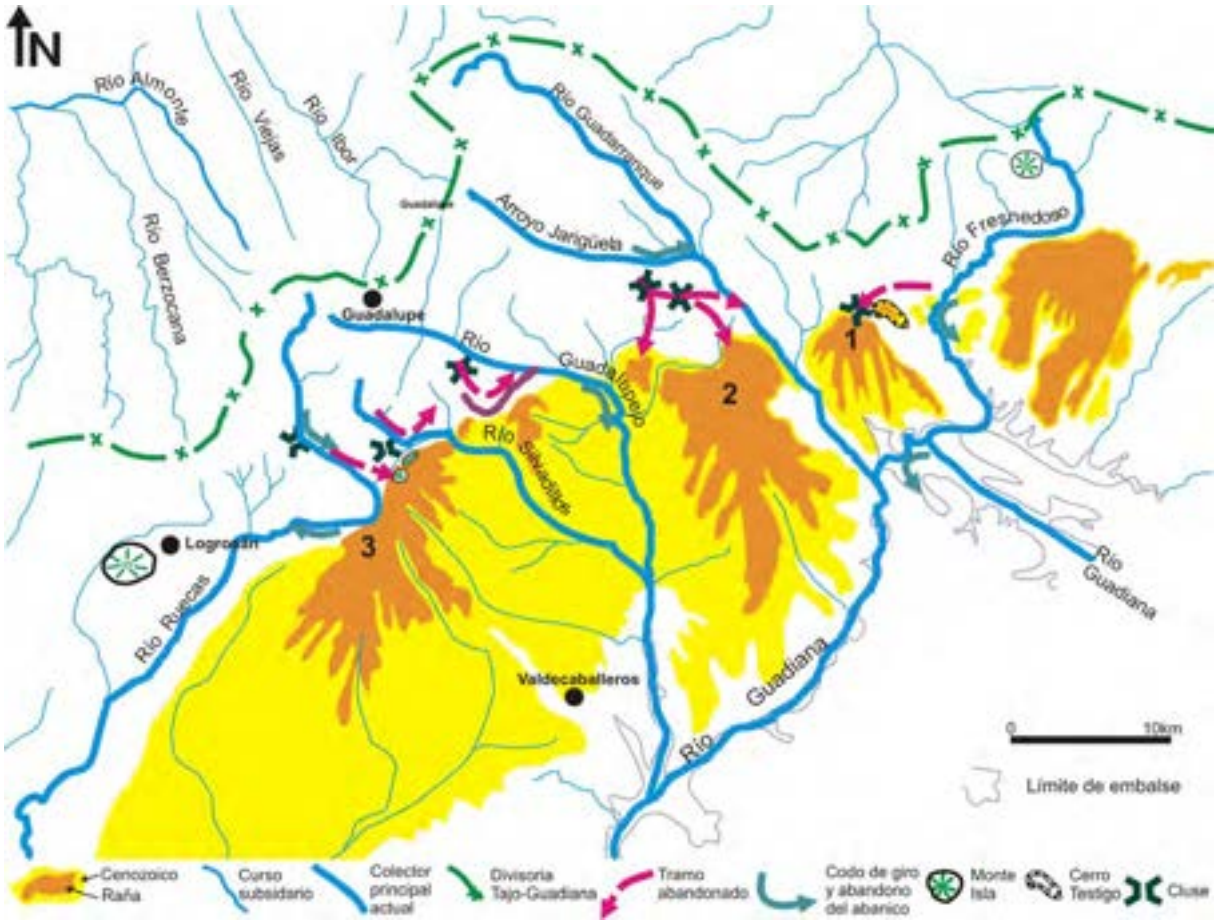


Fig. 3. Evolución de la red de drenaje y capturas propuestas. Abanicos: Puerto del Rey (1), Castilblanco (2) y Valdeazores.
Fig.3. Drainage evolution and suggested river captures. Alluvial Fans:1. Puerto del Rey; 2. Castilblanco; 3. Valdeazores.

Evolución geomorfológica y significado de las rañas

Las morfologías de abanicos de rañas y la distribución del drenaje representan el abandono de sus ápices por los cauces. Los ríos son capturados, desaguando hacia zonas de litologías menos resistentes o un nivel de base mas bajo. Una vez cesada la agradación en los ápices, estos se consolidan por su mayor resistencia a la erosión, preservando su morfología previa. Los edificios actuales constituyen, por tanto, relictos de abanicos extintos en donde el nuevo drenaje, redirigido a las zonas interabanico, bordea el núcleo apical más resistente y redefine de nuevo la forma de abanico. Puede hablarse de abanicos reconfigurados, en que su apariencia morfológica actual no se corresponde con su arquitectura sedimentaría sino con otra etapa posterior. Las superficies planas actuales no representan las formas convexas de colmatación sino las derivadas de su evolución en glacis. El abandono del río alimentador implica su desmantelamiento por arroyada o por eventos torrenciales extremos. Se desarrolla sobre ellos una red de drenaje distributiva desde el ápice, en que los cauces divergentes llegan a encajarse lateralmente en profundos abarrancamientos. Es esa disección radial de la red fluvial centrifuga la que deja colgadas las mesas con la morfología digitada característica y su configuración actual de abanicos invertidos. Las propias condiciones lobuladas de los depósitos groseros que las acorazan, protegiendo su superficie, favorecen la incisión del drenaje dispersivo hacia las zonas de interlóbulos más susceptibles a la incisión. Una vez comenzado el encajamiento, este se ve favorecido por los movimientos en masa de las laderas promovidos por el contacto entre los conglomerados superiores y los sedimentos más finos y arcillosos del substrato.

Conclusiones

El análisis de la red de drenaje permite interpretar que los ríos de directrices variscas sufren al llegar al piedemonte el desplazamiento hacia el SE controlado por la falla del borde y favorecidos por su sobreimposición en los sedimentos cenozoicos. Una vez abandonados los ápices de los abanicos, los cauces capturados se encajan con una nueva reestructuración de la red aprovechando las zonas interabanicos. Esta etapa estaría ya condicionada por la acción remontante del rio Guadiana inte-grando los tributarios procedentes de las Villuercas. Con ello, cambia la evacuación de los sedimentos de las Vegas Altas en un largo proceso en que los afluentes van girando sucesivamente su curso hacia el SO. Los más orientales mantienen aún su dirección al SE cobijados entre las cresterías cuarcíticas. Por el contrario, los occidentales definen trazados netos al O, aún dentro de su progresiva jerarquización hacia el nivel de base del Guadiana controlado por el umbral de resistencia del zócalo en Mérida. A falta de dataciones, la comprensión de la evolución del drenaje resulta una herramienta eficaz de correlación de las etapas evolutivas del paisaje actual. La configuración de estas rañas es interpretable dentro de la involución del drenaje hacia el Atlántico, tal como ya planteo Hernández-Pacheco (1949). El largo proceso de reorganización del drenaje ligado al progresivo encajamiento fluvial en la depresión hay que entroncarlo con la evolución de los abanicos de rañas desde etapas morfogenéticas neógenas. Esta interpretación puede extenderse a morfologías de rañas similares en relación con ápices abandonados por la captura de su cauce, bien por el desplazamiento lateral o por cambio del sentido del vertido de aguas en su cabecera.

Agradecimientos
Financiación Proyecto CGL2011-28357- MINECO

Bibliografía

Hernández Pacheco, F.1949. Las rañas de las sierras centrales de Extremadura. Compt. Rendu du 26 Congrés International de Geographie, Lisbonne, 87-109.

Martin Serrano, A. 1991. La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. Revista Sociedad Geológica de España, 4, 337-351.

Martín Serrano, A. y Molina , E. 2005. El Macizo Ibérico. En Mapa Geomorfológico de España y del margen continental a escala 1:1.000.000. IGME, Madrid, 65-85 .

Moreno, F., Matas, J. y Leyva, F. (2004): Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 732 (Valdecaballeros). IGME, Madrid.

Las terrazas de las cuencas cenozoicas de Extremadura: aportaciones de la luminiscencia

G. Garzón y R. Tejero

Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, Madrid

FLUVIAL TERRACES SIGNIFICANCE IN THE CENOZOIC DEPRESSIONS OF EXTREMADURA (SPAIN): LUMINESCENCE CONTRIBUTIONS: Guadiana and Alagón River terraces, developed in Cenozoic depressions and controlled by rocky thresholds, are compared and dated by different luminescence methods (OSL, TT_OSL and pIR-IRSL). Vegas Bajas displays a large, low terrace dated at 60 Ka and the floodplain shows ages from 4 to 7 Ka. In Vegas Altas, the river sweeps in a former marshy-plain with older ages between 6 and 9 Ka. It is interpreted as a more mature basin, given its difficulty to incision during Vegas Bajas floods. Alagón terraces (Coria Depression) show flags multiplicity and larger entrenchment. The lower terrace reflects a significant rejuvenation downstream (from 34 to 8Ka) indicating incision increase. It is a much more active basin due to its high glaciated headwaters and the Alagón River gradient increase towards the Tagus confluence. Terraces architecture of Cenozoic depressions should be seen within the incision capability on their rocky base levels.

Palabras clave: *terrazas, luminiscencia, incisión fluvial, ríos ibéricos*
Key words: *terraces, luminescence, fluvial incision, Iberian rivers.*

Introducción

Los dos grandes ríos ibéricos que cruzan la planicie extremeña, Tajo y Guadiana, se encajan en profundas entalladuras y solo ensanchan sus valles para formar amplias vegas en las depresiones tectónicas cenozoicas.

Es en estas cuencas, en donde aparecen rellanos de aterrazamiento, tradicionalmente asignados a un esquema de encajamiento progresivo de formación de terrazas coetáneas con el colector principal. Pero la incisión correlativa es más compleja debido a los cambios en la red a medida que se produce el vaciado de estas depresiones cerradas y con niveles de base prefijados por la salida de la cuenca encajada en roca.

En este trabajo se interpretan desde un punto de vista geomorfológico, las dataciones de las terrazas del río Guadiana y se comparan con edades obtenidas por luminiscencia en este río y en el Alagón, principal afluente del río Tajo (Garzón et al. 2011; Garzón et al. 2016). En las cuencas cenozoicas de las Vegas del Guadiana y de Coria, ambos ríos han formado vastas llanuras de inundación ligeramente encajadas en complejas terrazas bajas.

Metodología

El río Guadiana presenta, en Badajoz, dos subcuencas bien diferenciadas, las Vegas Altas y las Bajas, separadas por el umbral rocoso del zócalo en Mérida (Figura1). El muestreo se ha centrado preferentemente en los niveles de terrazas más bajos, teniendo en consideración la escasa resolución de las dataciones previas obtenidas en los niveles superiores (Garzón et al. 2011) y la falta de afloramientos. Otras dataciones obtenidas muestran rangos indeterminados superiores a 250 Ka, incluso en cotas bajas, por lo que estos resultados están aún pendientes de elaboración. La dificultad de encontrar buenos cortes limpios en campo, ha obligado a veces, a tomar algunas de las muestras sobre conglomerados muy compactos, sin apenas matriz, lo que complica la datación de las muestras. Se presentan aquí 9 dataciones en las terrazas bajas del río Guadiana, 3 en las Vegas Altas, y 6 en las Vegas Bajas, depresiones separadas por la Falla de Mérida (Figura 1).

Las dataciones se han realizado en el laboratorio del Servicio Geológico de Estados Unidos (Denver, USA), aplicando diversos métodos de luminiscencia: OSL (luminiscencia ópticamente estimulada), TT-OSL (OSL de transferencia térmica) y pIR-IRSL (luminiscencia de estimulación pre-infrarroja; Tabla 1). En todas las muestras el cuarzo se saturó

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

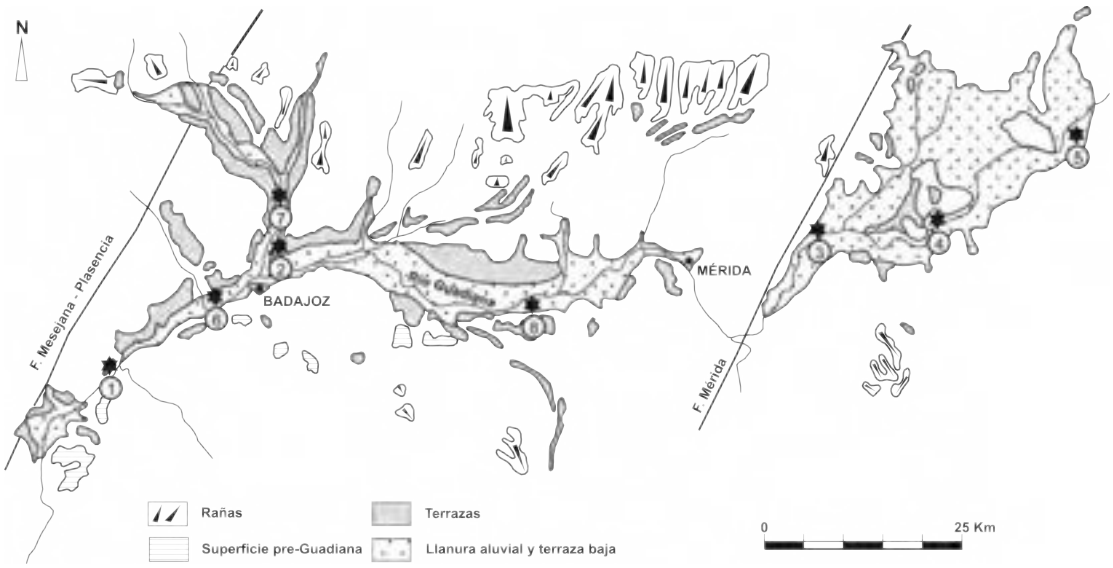


Fig.1.Situación de las muestras en las Vegas del Guadiana (numeración correspondiente a la Tabla II).
Fig.1. Sample location in Las Vegas del Guadiana (numbering corresponding to Tabla II).

Muestra	Coordenadas	Alt. (m)	Dosis total (Gy/ka)	Dosis (Gy) Equivalente	Edad (años)	Localidad (Fig. 1) y litología
0215-1	N 38º56'42'' W 6º09'54''	227	2.37 ± 0.08	22.4 ± 2.23	9,450 ± 980	nº 3 -S. Pedro; *arenas gruesas*
1215-1	N 38º46'45'' W 7º10'18''	185	4.16 ± 0.19 *	360 ± 10*	86,540 ± 4,070	nº 1- Ajuda; *arenas compactas*
1215-2	N 38º50'32'' W 7º03'55''	165	4.09 ± 0.09	32.3 ± 1.11	7,900 ± 320	nº 6 - Rincón Caya; *arenas medias*
1215-3	N 38º55'03'' W 6º55'58''	183	6.04 ± 0.14* 4.23 ± 0.10 #	369 ± 15* 275 ± 59 #.	61,090 ± 2,850. 65,010 ± 13,760	nº 2 - Grav.Gévora; *arenas finas compactes*
2215-2	N 38º59'47'' W 5º53'39''	244	1.97 ± 0.06	13.3 ± 1.43	6,750 ± 760	nº 5 - D. Benito,Isla *arenas y limos*
8615-1	N 38º59'36" W 6º55'53"	182	1.79 ± 0.04	7.52 ± 0.88	4,190 ± 570	nº 7-Botoa r.Gévora *arenas finas*
8615-3	N 38º51'50" W 6º38'18"	190	2.92 ± 0.05	12.1 ± 0.75	4,120 ± 270	nº 8 - Grav.Lobón *arenas finas*
9615-1	N 38º51'50" W 5º55'48"	242	2.04 ± 0.06	16.9 ± 2.2	8,825 ± 1,610	nº 4- Grav.Medellin *arenas medias*

Tabla 1. Resultados de dataciones por OSL en cuarzo; # por TT-OSL; * por pIR-IRSL en Feldespato (USGS).
*Table 1. Results of OSL dating in quartz; # by TT-OSL; * by pIR-IRSL in Feldspar (USGS).*

mediante OSL con buenos resultados salvo en dos muestras más antiguas datadas por el método pIR-IRSL en los feldespatos. En la muestra 11215-3 se aplicó también el método TT-OSL, sin mejorar los resultados.

Para todas las muestras se utilizó el modelo de la edad mínima, salvo para las TT-OSL y pIR-IRSL que se usó la edad central, más apropiadas para muestras de dispersión pequeña. El resto de las dataciones incluidas en este trabajo proceden de anteriores campañas con métodos y resultados resumidos en Garzón et al. (2011) y Garzón et al. (2016).

Terrazas de Vegas de Guadiana

En la Tabla 1 se indica la situación de las muestras, precisiones sobre el método y las edades obtenidas. En función de las edades estimadas y la cota se han distinguido tres niveles: superiores, intermedios y bajos, todos ellos integrados en las terrazas más bajas del sistema. En las V. Bajas se ha datado la terraza

más baja, de gran amplitud a lo largo de todo el fondo del valle, que ha funcionado como llanura inundable en grandes avenidas movilidad de cauces. Las muestras en distintos puntos del río Guadiana y de su afluente el Gévora dan valores entre 4.1 y 7.9 Ka (Tabla 1). Se han repetido además dos dataciones anteriores de las terrazas de 16 y 26 m (definidas aquí como intermedias y superiores). Los resultados dan valores de 86.5 y 61.1 Ka respectivamente, coherentes con sus alturas, aunque sensiblemente más antiguos (entre 10 y 20 Ka) que los obtenidos en dataciones previas (columna UAM en Tabla II) (Garzón et al. 2011). Podría ser justificable considerando que las edades pIR- IRSL pueden ser mayores dado que el blanqueo en el feldespato es más lento que en el cuarzo. Los ríos de las V. Altas discurren casi paralelos al Guadiana, con perfiles longitudinales convergentes y bien adaptados a su nivel de base en el encajamiento de Mérida. Los dos ríos principales, Guadiana y Zújar, barren en paralelo el fondo de una extensa llanura que ha tenido un funcionamiento semipalustre hasta su regulación, lo que apenas permite el desarrollo de terrazas sustituido por sistemas de glacis escalonados. Se ha podido muestrear solo la terraza baja-llanura, obteniéndose edades más antiguas que las de las Vegas Bajas, de 6.7 a 9.4 Ka.

Comparación entre terrazas de los ríos Guadiana y Alagón

A pesar de cierta dispersión en los rangos de valores obtenidos y la variabilidad de alturas respecto a los ríos, se puede establecer una correlación entre los grandes grupos establecidos entre el Guadiana y el Alagón. En un primer conjunto superior (entorno a los 25 m de altura) las edades oscilan entre los 100 Ka para el Alagón y los 70-80 Ka del Guadiana. El grupo intermedio, tiene mayor dispersión de alturas respecto al río, especialmente el Alagón, dominando los valores entre 15 y 20 m.

Ambos ríos dan edades en torno a 40 Ka, si se exceptúan las dos obtenidas por TT_OSL y pIR-IRSL que llegan a 60 Ka. Las Vegas ofrecen una alta uniformidad en los datos, aunque algo más antiguos los resultados en las Altas. Son depresiones cenozoicas muy someras y controladas por el basamento, con poca pendiente y escasez de aportes de cabecera.

La mayor antigüedad obtenida para las V. Altas podría achacarse a su mayor dificultad de desagüe en su encajamiento aguas abajo, en el umbral de Mérida. Aunque en crecidas las dos Vegas se inundan simultáneamente, es posible que en la Alta se produzca una mayor retención de agua (*backwater*) y por ello sus depósitos no se encajarían con la misma velocidad que en las V. Bajas. En el cierre de la depresión de las V. Altas, se preserva un manto de arenas eólicas (datadas en 1400 a, Tabla 2) indicativa de menor actividad. Aunque ambas cuencas tienen la salida en umbrales de zócalo, las Vegas Bajas desaguan a través de un importante *knickpoint*, por lo que la velocidad de salida no se ve limitada aguas abajo. El hecho de que las terrazas en las V. Altas estén sustituidos por glacis, podría ligarse a cuencas más maduras con la capacidad de vaciado limitada por los niveles de base.

Las terrazas del río Alagón, en la depresión de Coria, muestran mayor incisión y desnivel con un complejo desarrollo y multiplicidad de replanos atribuibles a la movilidad de cauces y a capturas dentro de la propia cuenca. Las edades de la terraza baja son más antiguas y con mayor dispersión y variabilidad que las del Guadiana (Dataciones contrastadas en la tabla 2 retomadas de Garzón el al., 2016).

La terraza baja, sufre un fuerte rejuvenecimiento aguas abajo y los tramos aguas arriba presentan valores sensiblemente más altos que aguas abajo (de 34.0 a 8.2 Ka) reflejando el incremento de incisión. Esto se relacionó con la agradación durante el último glaciar seguida de su retrabajamiento posterior y rejuvenecimiento de depósitos aguas abajo (Garzón et al., 2016).

La proximidad del río Alagón a su cabecera glaciar en el Sistema Central marca una impronta en este río respecto al Guadiana. Se trata además de una incisión mucho más activa por el gran desnivel del Alagón aguas abajo por su confluencia con el Tajo, donde la terraza 16 m sobre el río tiene edades entre 26.5 y 21.3 Ka (Cunha et al., 2008). La correlación de terrazas en las cuencas anterio-

RÍO GUADIANA						RÍO ALAGÓN		
Grupo	**Muestra**	**Edad (a) UAM**	**Edad (a) USGS**	**Altura**	**Altura**	**Edad (a) USGS**	**Muestra**	**Grupo**
Nivel superior	11215-1	47.325	*86,540 ± 4,070*	25 m	21 m	> 120,0	AL - 2	Nivel superior
		77.543		36 m	14 m	99,0 +25,0/-16,00	JE - 1	
		72.938			20 m	> 60,23 ± 3,55	EN - 1	
Nivel intermedio	11215-3	42.91	*61,090 ± 2,850*	15 m	22 m	45,02 ± 2,00	OCT - 14	Nivel medio
		"	*65,010 ± 13,760*		8 m	43,9 ± 4,10	AL - 3	
		46.136		13 m	3 m	34,0 ± 3,20	MO - 1	
Terr. Baja V. Altas	10215-1		*9,450 ± 980*	5 m	4 m	22,01 ± 1,70	OCT - 21	Terr Baja Tramo Alto
	19615-1		*8,825 ± 1,610*	5 m	7 m	17,01 ± 1,02	OCT - 20	
	12215-2		*6,750 ± 760*	3 m	6 m	26,20 ± 2,10	AL - 4	
		1.432		10 m	9 m	16,21 ± 0,92	OCT - 11	
Terr. Baja V. Bahas	11215-2		*7,900 ± 320*	5 m	6 m	4,52 ± 0,28	AL - 6	Terr, Baja Tramo bajo
					7 m	13,39 ± 1,01	AL - 7	
	18615-1		*4,190 ± 570*	3 m	4 m	10,51 ± 0,31	OCT - 10	
					9 m	11,07 ± 0,33	OCT - 15	
	18615-3		*4,120 ± 270*	3 m	5 m	8,22 ± 0,49	OCT - 16	
					6 m	8,65 ± 0,30	OCT - 13	
	11215-1	47.325	*86,540 ± 4,070*	25 m	21 m	> 120,0	AL - 2	
		77.543		36 m	14 m	99,0 +25,0/-16,00	JE - 1	

Tabla 2. Correlación de edades de las terrazas del Guadiana y Alagón y nivel asignado por altura sobre el río
Table 2. Age correlation of Guadiana and Alagón terraces related to height above the river

res ibéricas es compleja (Santiesteban y Schulte, 2007) por influencias externas y controles locales, y como se observa en los casos descritos resulta critico un control de base rocoso.

Conclusiones

Las dataciones por luminiscencia de las terrazas bajas de las Vegas del Guadiana oscilan entre 9.5 Ka y 4 Ka, resultando más jóvenes las de las Vegas Bajas, las del Alagón bajan de 34.0 y 8.2 Ka hacia su salida. En ambos casos se rejuvenecen aguas abajo de la cuenca, aunque más marcadamente en el Alagón, atribuible a su mayor gradiente y su glaciarismo de cabecera. Esto pone de manifiesto que la arquitectura de las terrazas de las depresiones cenozoicas debe contemplarse dentro del control local que ejercen los niveles de base rocosos a su salida, actuando como reguladores de momentos de relleno y vaciado de los acarreos fluviales que pueden superponerse y enmascarar factores climáticos más generales.

Agradecimientos
Trabajo financiado por el proyecto CGL2011-28357- MINECO.

Bibliografía

Cunha, P.P, Martins, A.A., Huot, S., Murray, A., Raposo, L. 2008. Dating the Tejo river lower terraces in the Ródão area (Portugal) to assess the role of the tectonics and uplift. Geomorphology 102, 43-54.

Garzón, G., Fernández, P., Pellicer, M.J., Babin, R., Tejero, R. 2011. Dataciones preliminares y arquitectura de las terrazas de la depresión de Badajoz (Vegas del Guadiana). En: Turu, V. y Constante, A. (Eds.): El cuaternario en España y áreas afines. Avances en 2011, 63-68.

Garzón, G., Tejero, R., Fernández, P., Garrote, J. 2016. Las terrazas del río Alagón. Dataciones por luminiscencia y significado en el contexto de la depresión de Coria (Cáceres). En: Durán, J.J., Montes, M., Robador, A., Salazar, A. (Eds.): Comprendiendo el relieve: del pasado al futuro, IGME, 323-329.

Santiesteban, J.I. y Schulte, L. 2007. Fluvial networks of the Iberian Peninsula: a chronological framework. Quaternary Science Reviews 26, 22-24

El empleo de técnicas fotogramétricas, topométricas y de tratamiento de imagen en la determinación del patrón geomórfico de desprendimientos rocosos

A. González-Díez[1], J. Fernández-Lozano[1], J. Remondo[1], J. Bonachea[1], M. Morellón[1], G. Fernández Maroto[1], P. Martínez-Cedrún[1], A. Riquelme[2] y J.M. Sánchez-Espeso[3]

[1] *Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria, Santander, Cantabria*
[2] *Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Alicante, Alicante, Comunidad Valenciana*
[3] *Departamento de Ingeniería Geográfica y Técnicas de Expresión Gráfica, Universidad de Cantabria, Santander, Cantabria*

THE USE OF PHOTOGRAMMETRIC, TOPOMETRIC AND REMOTE SENSING TECHNIQUES FOR DETERMINING THE GEOMORPHIC PATTERN OF ROCKFALLS: In this work, an analysis of results obtained using different remote sensing tools to obtain the best geomorphic pattern of rock falls is presented. To carry out that, images captured by satellites, airplanes and UAV have been used. Signal have been processed and treated using different tools and programs (SIG, DGW), tools for analysing and extracting point clouds, remote sensing tools, etc.; in order to highlight and map some of the main rock fall geomorphic features such as: rocky massif, existing rockfall breakages, fracture network, debris cones, isolated blocks, vegetation units, etc. The area chosen to carry out the study was the unstable area of Ajanedo Merilla, (Cantabria, Spain). It is a Mesozoic carbonated massif that develops various slope movements, highlighting the presence of active and extinct rock falls. The results have allowed to remark what is the best remote sensing product in order to map these features.

Palabras clave: Desprendimientos, Patrón geomórfico, Cantabria, Teledetección, Fotogrametría
Key words: *Rockfalls, Geomorphic Pattern, Cantabria, Remote sensing, Photogrammetry*

Introducción

Uno de los problemas que presenta la cartografía de desprendimientos es el reducido tamaño de los elementos a representar en relación con la fuente de información empleada, que, salvo proyectos específicos, suele ser fotografías aéreas. Lo habitual es aprovecharse de imágenes existentes, correspondientes a vuelos oficiales, por ejemplo, las del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA), u otros similares realizados por comunidades autónomas u organismos oficiales. Adicionalmente, pueden emplearse imágenes de satélite u otras tomadas por drones (conocidos técnicamente como Vehículos Aéreos No Tripulados, VANT). Por lo tanto, es de interés analizar, qué fuentes de información ofrecen las mejores prestaciones para la representación geomorfológica de este tipo de rasgos. No debe olvidarse que este tipo de información posee un notable interés para el estudio de desprendimientos, porque el conjunto de rasgos que componen y delinean este proceso (patrón geomórfico) es el fruto de la combinación de: las características geomecánicas de los materiales afectados, en las que la estructura del macizo rocoso juega un gran papel; la geometría de la ladera expresada mediante su altitud, pendiente, orientación, curvatura, longitud; la presencia y competencia con los otros procesos geomorfológicos que se desarrolla tanto en el espacio como a lo largo del tiempo.

En la actualidad, se están realizando trabajos en geomorfología con datos procedentes de diferentes tipos de técnicas: topométricas (GPS, LiDAR, TLS) y/o de tratamiento de imagen (González Díez et al., 2013). Probablemente, sean estas últimas las más empleadas en cartografía geomorfológica, aportando señal en diferentes rangos, en virtud de la localización del sensor: rango largo (satélites de alta resolución espacial), rango medio (imágenes aéreas tomadas con cámaras digitales llevadas a bordo de aviones o VANT), o rango cercano (imágenes captadas por cámaras sobre el mismo terreno).

El principal objetivo de este estudio es analizar la bondad de los resultados obtenidos con algunas de estas técnicas hacia la cartografía de rasgos geomórficos de desprendimientos, discutiendo los pros y contras de las mismas. Las técnicas empleadas han sido las que pueden denominarse como aéreas, el

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

sensor de las cuales no está situado sobre el terreno.

Área de estudio

La zona de estudio está situada entre las localidades de Ajanedo (Fig. 1), Valle del río Miera (Cantabria). Se trata de un gran macizo carbonatado mesozoico, muy mecanizado, cuyas características geológicas principales han sido presentadas ya en otros trabajos previos realizados por este equipo de investigación (Fernández-Maroto et al., 2014, 2012, González-Díez et al. 2009). En este macizo se desarrollan una gran variedad de movimientos en masa, fundamentalmente desprendimientos.

El mayor (34 Ha), cuya tipología está en discusión, parece corresponder con un deslizamiento rocoso irregular, también denominado colapso rocoso (Hungr et al., 2014), cuyo origen puede estar relacionado con el hundimiento de una cavidad cárstica localizada en profundidad, próxima al talveg. Sobre el mismo, se han inventariado diez áreas con desprendimientos, cuyas superficies oscilan entre 0,1 y 2,3 Ha; así como una zona afectada por una avalancha rocosa reciente (ultimo evento 2006) que ocupa unas 0,65 Ha.

Metodología

La metodología utilizada en este trabajo se basa en la presentada por González-Díez et al., 2009 y 2013, y consta de tres fases. En una primera, se ha llevado a cabo un mapa de cobertura del terreno, en el que se han cartografiado diversos elementos geomórficos relacionados con desprendimientos. Se han seleccionado elementos poligonales de diferente tamaño promedio como, por ejemplo: zonas probables de desprendimiento de rocas, conos de derrubios corredores formados por la agrupación de bloques caídos, bloques sueltos, etc.), o lineales como la red de fracturación. Asimismo, se han representado otros elementos de cobertura poligonales, de mayor tamaño que los anteriores, correspondientes tanto a unidades de litología, vegetación como infraestructuras.

En una segunda fase, se han obtenido los productos elaborados a partir de tres tipos de

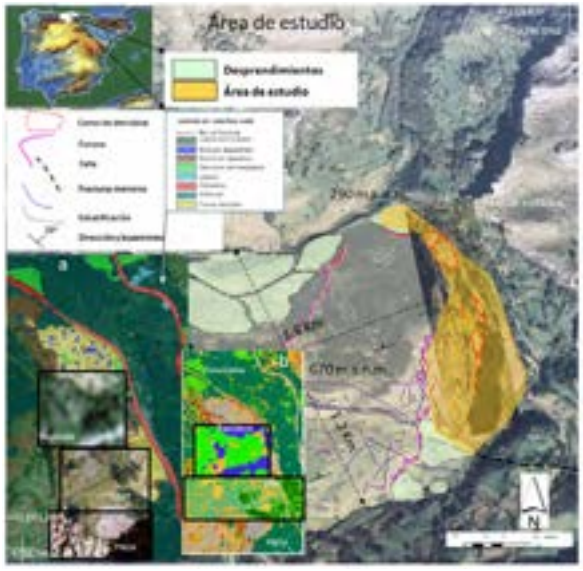


Fig. 1. Área de estudio; b, unidades de cobertura identificadas; c, ejemplo de resultados de la clasificación de imagen.
Fig. 1. *Study area; b, identified coverage units; c, example of results of the image classification.*

imágenes: una de rango largo (capturada por el sensor RapidEye en 2009, y dos de rango medio (capturadas por PNOA y por un dispositivo VANT, en 2017).

Por último, en la tercera fase, se ha analizado la capacidad que ofrecen las imágenes para poder ser usadas en la identificación de los vectores geomorfológicos obtenidos en la primera fase. Los resultados (análisis de las prestaciones) se apoyan en dos tipos de validaciones independientes: una que analiza la capacidad del soporte para permitir identificar (capacidad semántica) y restituir (capacidad espacial) vectores geomórficos o de cobertura, y una segunda que evalúa la capacidad de los productos imagen para permitir la interpretación automática de la señal obtenida (capacidad radiométrica-espectral).

El mapa de coberturas ha sido desarrollado utilizando técnicas de fotogrametría digital, empleando las imágenes del PNOA 2017. Dichas imágenes han sido incorporadas a una estación fotogramétrica digital (DGW en inglés), mediante los programas Socet-SET 5.2 y LPS. La reconstrucción del vuelo se ha realizado utilizando los parámetros de vuelo, así como los datos de la orientación externa de las imágenes. Las imágenes son a color, con una resolución sobre el terreno de 0,2 m. Los

vectores de las unidades de cobertura obtenidos se han exportado a ERDAS14 y ArcGIS 10.5 en donde se han realizado los test de validación de exactitud típicos. La imagen de satélite (resolución espacial de 5 m x 5 m; resolución espectral 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; infrarrojo cercano, B5: 760-850 nm).

Las 339 imágenes capturadas por el VANT (cuadricóptero Phantom 4) recubren aproximadamente 62 ha de la zona más escarpada y oriental del área de estudio (Fig 1). Con el fin de obtener las mayores precisiones geométricas en este relieve, el vuelo se realizó de manera libre, con una inclinación del objetivo de 45º respecto al nadir. El procesado de las imágenes se llevó a cabo con el programa Pix4D, apoyando las imágenes a partir de puntos extraídos de una nube capturada mediante técnicas TLS en 2009 de alta precisión (RMS, 5 cm). A diferencia de los programas de fotogrametría digital clásica, en donde la aerotriangulación del vuelo se obtiene a partir de la resolución de las ecuaciones de colinearidad o coplanaridad (requiriéndose disponer de un modelo físico de cámara o sensor); Pix4D utiliza algoritmos de *structure for motion, SFM*, que no requieren disponer de cámara, o de cualquier otro elemento de orientación relativa. A partir de las imágenes capturadas por el VANT se generó un mosaico de pixeles con tamaño (9,4 cm x 9,4 cm), cuyo error cuadrático medio (RMS) es de 0.35 m.

Resultados y discusión

La cartografía de rasgos geomórficos de detalle empleando las imágenes del PNOA y fotogrametría digital tradicional, ha aportado una representación con precisiones planimétrica y 3D de 14 cm y 22 cm, respectivamente (Fig. 1 b). Mediante la misma, se han podido identificar fracturas, bloques, corredores de bloques, zonas de roca fresca, conos de derrubios, zonas vegetadas.

La fotogrametría desarrollada a partir de la señal capturada por el VANT, ha proporcionado imágenes con una mayor resolución espacial, permitiendo un mayor detalle cartográfico. Sin embargo, esta señal posee una menor calidad métrica, debido a dos factores principalmente: una peor orientación absoluta por la geometría del terreno (los algoritmos desarrollados para SFM no trabajan muy bien en este tipo de terrenos), y mayores errores de propagación desde los puntos de apoyos. Esta limitación ha impedido medir vectores inferiores a 35 cm en 2D, dificultando el proceso global de cartografía. Además, el empleo de una cámara oblicua, ha conllevado una enorme dificultad para el tratamiento estereoscópico ulterior, imposibilitando la cartografía de vectores geomórficos en 3D. No obstante, la limitación puede verse compensada con el empleo de programas para análisis de nube de puntos, como (Cloud-compare). Estos programas permiten colorear la nube de puntos a partir de imágenes georeferenciadas. Debe recordarse que los puntos se colorean tomando los valores de la señal RBG que poseen los pixeles del mosaico, cuyo nadir corresponde con la nube. En este estudio se intentó este tratamiento, sin embargo, los resultados no han sido adecuados. Las imágenes aportaron nubes con densidades del orden a 3 a 9 puntos /m^2, notablemente reducidas para el trabajo de cartografía en estos entornos. Se requieren nubes muy densificadas para poder realizar interpretaciones de calidad de los rasgos objeto de análisis. A pesar de esta limitación, se llevó a cabo una vectorización dentro de ArcGIS, aprovechando la elevada resolución de las imágenes, aunque los vectores que se obtuvieron fueron exclusivamente en 2D. Sin embargo, el patrón obtenido fue muy similar al de las imágenes del PNOA.

En una primera comparativa (capacidad semántica-espacial) entre ambos productos fotogramétricos parece claro que sale ganando las imágenes del PNOA, pues no solo permiten la identificación de rasgos sino su correcta cartografía en 3D. Esta circunstancia refuerza su potencial para ser empleada como base para este tipo de estudios.

La imagen de RapidEye, a pesar de no proporcionar la capacidad de generar modelos estereoscópicos, también permite la identificación y cartografía de rasgos geomorfológicos. La cartografía de unidades

de cobertera comparada con la obtenida desde las imágenes del PNOA (Fig. 1c) arroja precisiones globales del 54%. Los rasgos de la cobertera de amplia extensión y con elevado contraste radiométrico con pixeles vecinos (zonas de roca, o carretera) arrojan resultados de elevado éxito en la identificación (por encima del 90%). Peores resultados son obtenidos en aquellas unidades que poseen fuerte contraste radiométrico (como las unidades de vegetación o los conos de derrubios) donde los aciertos no sobrepasan el 50 y 30 %, respectivamente. Respecto a los rasgos de detalle los resultados son pésimos, no permitiendo la cartografía de ninguno.

El análisis de los productos de imagen (clasificaciones radiométricas efectuadas a partir de la resolución espectral del sensor), refleja la capacidad de todas las imágenes para generar resultados más o menos adecuados. De nuevo, el factor limitante es el tamaño del objeto a identificar y las variaciones radiométricas que presenta éste. La mayor resolución espectral que poseen las imágenes de RapidEye, se ha visto equilibrada con su menor resolución espacial relativa. No obstante, ha aportado un producto muy homogéneo radiométricamente, con exactitudes del 54%. Para rasgos de detalle (bloques, corredores, zonas de rotura y fracturas) los resultados son inferiores al 10%. No obstante, si la red de fracturación es de tipo general el producto arroja buenos resultados con más de 80% de acierto (Fernández Maroto et al., 2014).

Las imágenes capturadas por fotogrametría aérea, aunque limitadas espectralmente, permiten aportar clasificaciones de imagen con resultados muy satisfactorios. Los nuevos índices de imagen desarrollados para fotos aéreas mediante combinaciones de las bandas en azul, verde y rojo, (NDGI, PRI, R31, WorldView Soil index, WorldView NEW Iron index, etc) han permitido generar clasificaciones que aportan diferencias radiométricas capaces incluso de ser sensibles a rasgos geomorfológicos de pequeño tamaño (como las zonas de mayor probabilidad de roturas en roca o los corredores de bloques desprendidos). En estos elementos las exactitudes superan el 70%. Peores resultados se obtienen para la identificación de elementos de detalle como los bloques o fracturas, inferiores al 10%.

Conclusiones

En un primer análisis de prestaciones, los mejores resultados son ofrecidos por las imágenes del PNOA y del VANT, a pesar de que las últimas presentan peores ajustes geométricos, limitando la cartografía 3D. No obstante, este producto ofrece buenos resultados espectrales y presentan una mayor accesibilidad al científico, pues puede controlar el momento de la captura y su frecuencia.

Agradecimientos
Proyecto CGL2006-05903 (Plan Nacional I+D+i).

Bibliografía

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.

Fernández-Maroto, G., Doughty, M., González-Díez, A., Martínez-Cedrún, P., Díaz de Terán, J.R. 2014. La utilización de técnicas de teledetección con imágenes de alta resolución para la caracterización de desprendimientos en el área inestable de Ajanedo (Cantabria). S. Schnabel, A. Gómez-Gutierrez (Eds.): Avances de la Geomorfología en España 2012-2014. SEG-UEx. Cáceres, 364-367.

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. En Kennedy D. (Ed.): Ancient landscapes-Modern Prespectives. Conference Abstracts. 7th International Conference on Geomorphology (ANZIAG), Australian and New Zealand Geomrphology Group. Melbourne ISBN 1877040746.

González-Díez, A., Fernández-Maroto, G., Doughty, M.W., Díaz de Terán, J.R., Bruschi, V.M., Cardenal, J., Pérez-García, J.L., Mata, E., Delgado, J. (2013) Development of a methodological approach for the accurate measurement of slope changes due to landslides, using digital photogrammetry. Landslides, 11:615–628 doi:10.1007/s10346-013-0413-5.

Hungr, O., Leroueil, S., Picarelli, P., 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. Landslides 11:167-194. DOI 10.1007/s10346-013-0436-y.

Propuesta de evaluación del hábitat de interés comunitario 7220*, formaciones tobáceas generadas por comunidades briofíticas en aguas carbonatadas: el caso del Parque Natural de Izki (Álava)

M.J. González-Amuchastegui[1], S. García-Rodríguez[1], P. Heras[2], M. Infante[2], J. Sesma-Ausejo[3] y A. Soria-Jáuregui[1]

[1] *Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología. Universidad del País Vasco UPV/EHU, Vitoria-Gasteiz, País Vasco*
[2] *Bazzania, s.c., Museo de Ciencias Naturales de Álava, Álava, País Vasco*
[3] *Natura Ondarearen Zerbitzua / Servicio de Patrimonio Natural AFA/ Diputación Foral de Álava, Álava, País Vasco.*

EVALUATION PROPOSAL OF THE COMMUNITY INTEREST HABITAT 7220*, TUFACEOUS DEPOSITS GENERATED BY BRYOPHYTE COMMUNITIES IN CARBONATED WATER: THE CASE OF IZKI NATURAL PARK (ÁLAVA): Directive 92/43/CEE ("Habitats Directive") collects under the code 7220* Tufa deposits generated by bryophyte communities in carbonated water, a name that replaces PetrifyingSprings with tufa formation (Cratoneurion). This habitat is very interesting because it integrates geomorphological, hydrological and biological components. It is associated with the presence of tufa deposits with an important role played by bryophyte communities in relation to their participation in the precipitation of bioinduced calcium carbonate. It is a habitat characterized by great fragility to external disturbances of environmental or anthropic origin. Thus, the specific characteristics of the habitat requires a special evaluation methodology as a first step to guarantee its survival and good conservational status. In this work, we present the applied methodology and derived first results of the conservation status assessment of the 7220 habitat in the Izki Natural Park (Álava) .

Palabras clave: Hábitat 7220, tobas, Izki, briofitos, valoración ambiental
Key words: Habitat 7220, tufas, Izki, bryophytes, environmental assessment

Introducción

La Directiva 92/43/CEE ("Directiva Hábitats"), relativa a la conservación de los hábitats naturales y de la fauna y flora silvestres de la Unión Europea, establece que los Estados miembros se encargarán de la vigilancia del estado de conservación de las especies y de los hábitats naturales, teniendo especialmente en cuenta los tipos de hábitats naturales prioritarios (*). La mencionada Directiva recoge bajo el código 7220*, a las Formaciones tobáceas generadas por comunidades briofíticas en aguas carbonatadas, denominación que sustituye a la de Manantiales Petrificantes con formación de Tuf (*Cratoneurion*).

En este contexto, el Servicio de Patrimonio Natural de la Diputación Foral de Álava desarrolló un plan de valoración de los diferentes hábitats representados en su territorio; dentro de este plan se integra el presente trabajo centrado en la valoración del hábitat 7220*.

El Hábitat 7220*: caracterización y definición

El hábitat 7220*, presenta un gran interés por la enorme imbricación que existe entre los componentes geomorfológicos, hidroló-gicos y biológicos lo que le otorga una clara especificidad que hace necesaria una aproximación a su estado de conservación de carácter integrada y diferenciada de la aplicada a otros tipos de hábitats. El cambio en su denominación (Carcavilla et al, 2009) implica la necesidad de contemplar nuevos ámbitos espaciales en los que se produce la precipitación de carbonato cálcico, como manantiales, cursos fluviales y zonas lacustres en las que este tipo de hábitat aparece ampliamente representado y que por tanto no quedan restringidos a los manantiales. Aunque sus dimensiones son generalmente reducidas, su extensión necesariamente se ha visto incrementada respecto a la inicialmente estimada al incluir también las formaciones tobáceas vinculadas a los fondos de valle, donde llegan a ocupar extensiones longitudinales relativamente extensas.

Se trata de un tipo de hábitat en el que, aunque las comunidades briofíticas (Heras, 2004) tienen un gran protagonismo en la precipitación de carbonato cálcico bioindu-

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

cida, en ella participan también otras especies; es además un hábitat caracterizado por una gran fragilidad ante las perturbaciones externas, ya sean ambientales o de origen antrópico.

La elevada sensibilidad y rápida respuesta al cambio ambiental de las forma-ciones tobáceas y comunidades asociadas, erige las tobas en magníficas indicadoras ambientales en las que quedan reflejados los sucesivos cambios vinculados al Pleistoceno reciente y Holoceno, en unos casos de origen climático y más recientemente también de origen antrópico, de modo que pueden ser consideradas como auténticos archivos de la historia ambiental y climato-antrópica reciénte (González-Martín y González Amuchastegui, 2014). Todo ello justifica la consideración como parte del hábitat 7220* tanto de las formaciones tobáceas funcionales como las fósiles que de manera conjunta además, constituyen un importante patrimonio natural, muy vinculado al cultural, por representar lugares especialmente atractivos para la ocupación humana.

De todo ello se deriva el carácter singular y específico de este tipo de hábitat que precisa de una evaluación y de una propuesta de gestión sostenible que garantice su pervivencia y buen estado de conservación.

El parque natural de izki

Izki se sitúa en la zona SE de Álava en el conjunto de montañas de altitud media que separan la Llanada alavesa de la Depresión del Ebro. Izki fue declarado Parque Natural en 1998 y ocupa una superficie de 9143 has en un ambiente de transición submediterránea con una altitud media de 800 msnm aunque alcanza su máxima altitud en el monte Kapildui de 1177 msnm. Estructuralmente se sitúa en las proximidades de la unidad del sinclinal de Treviño cuya continuidad en la unidad de Urbasa y Andia se ve desplazado por el diapiro de Maestu. Dominan los materiales carbonatados, calizas y dolomías paleógenas así como arenas y areniscas del Cretácico superior éstas últimas ocupadas por el conocido robledal de *Quercus pyrenaica* de Izki. La gran superficie ocupada por los materiales carbonatados ha favorecido el desarrollo de un importante modelado kárstico y explica presencia de numerosas formaciones tobáceas a las que se asocia el Hábitat 7220*, (Fig. 1)

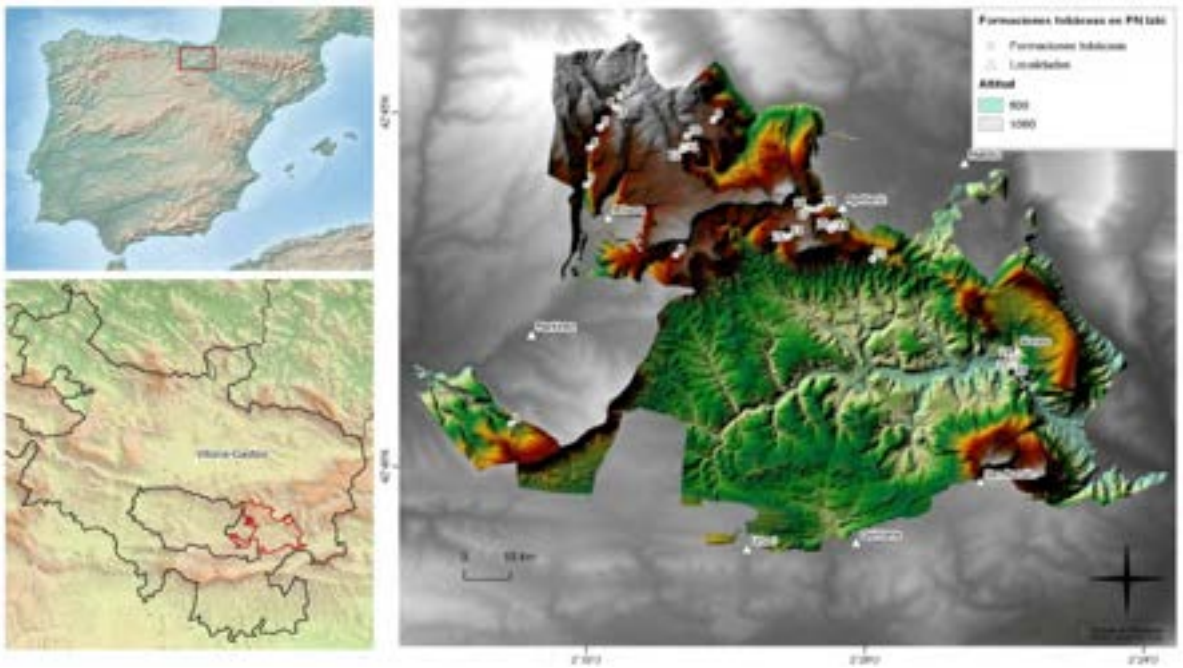


Fig. 1. Localización del Parque Natural de Izki con la situación de las principales formaciones tobáceas (Hábitat 7220)
Fig. 1 *Location of the Izki Natural Park with the situation of the main tufa deposits (Habitat 7220)*

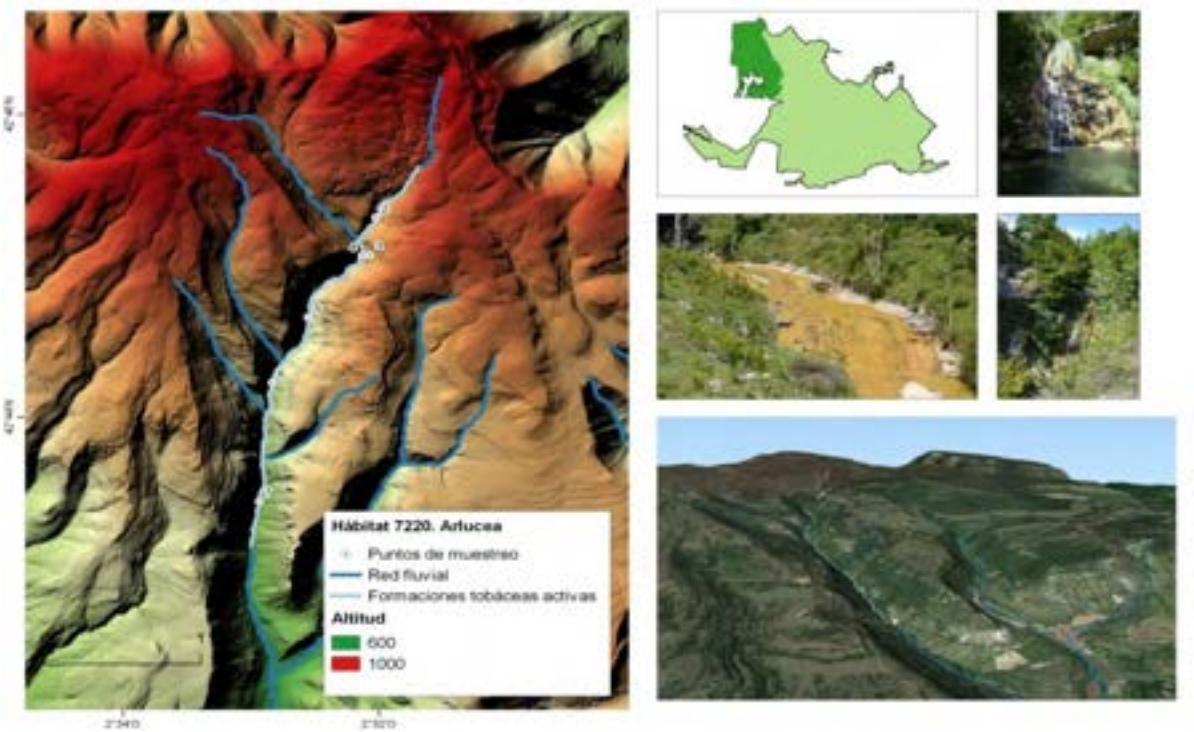


Fig. 2. Área de referencia Arroyo del Molino.
Fig. 2. Reference Area Arroyo del Molino

Valoración del estado de conservación del hábitat en el parque natural de iIzki

Directiva Hábitat y normativas derivadas.

La Directiva Hábitat 92/43/CEE, establece un conjunto de directrices para su aplicación en el territorio europeo, señalando un conjunto de pautas necesarias en la valoración del estado de conservación de los hábitats y que deben ser consideradas por el conjunto de los estados miembros para su aplicación. De esta manera el estado de conservación de un hábitat natural se considerará favorable cuando:

(a) su área de distribución natural y las superficies comprendidas dentro de dicha área sean estables o se amplíen;

(b) la estructura y las funciones específicas necesarias para su manteni-miento a largo plazo existan y puedan seguir existiendo en un futuro previsible

De ahí se derivan los criterios de valoración del estado de conservación de los hábitats que se organizan en cuatro bloques: Rango, Superficie ocupada (por el tipo de hábitat dentro del rango), Estructura y funciones específicas y Perspectivas de futuro que deben ser considerados en la valoración de los hábitats.

En aplicación de la Directiva Hábitat, la Diputación Foral de Álava desarrolló un plan de valoración de los diferentes hábitats representados en su territorio; dentro de este plan se integra el presente trabajo. Para alcanzar el objetivo de valoración del hábitat 7220*, se ha hecho una exhaustiva revisión de la normativa europea, la relativa a los distintos estados de la Unión Europea así como la desarrollada por las Comunidades Autónomas (Ihobe, 2011, Gobierno de Aragón, 2011), que cuentan con la presencia del hábitat y que han desarrollado metodologías y proyectos de valoración.

Un primer rasgo que destaca es la desigual información sobre el hábitat tobáceo en los distintos ámbitos geográficos analizados y ello tanto en lo que respecta a la aplicación de la normativa como al desarrollo de proyectos concretos.

En el Plan de Ordenación de los Recursos Naturales (PORN), se ha procedido al reconocimiento e inventario de los afloramientos tobáceos representativos del hábitat en el Parque Natural de Izki a partir de

lo cual se ha elaborado una cartografía con la localización precisa, asociada a ella (Fig. 2). A dicho inventario se asocia una tabla que recoge los principales rasgos de las formaciones tobáceas y su tipología.

Sobre el total de afloramientos, se ha llevado a cabo un primer proceso de selección de los enclaves más representativos de los que se ha realizado una ficha más detallada que incluye información precisa sobre su localización, su situación geomorfológica, descripción del edificio tobáceo, que incluye morfotipo al que se asocia, aspectos dinámicos referidos a su grado de funcionalidad, tipos de facies, aspectos biogeográficos, su estructura florística y otros rasgos significativos de su estado y dinámica todo ello apoyado en un importante aparato gráfico

Además del conjunto de los afloramientos del hábitat en el Parque de Izki se han seleccionado, tal y como establece la Directiva Hábitat, una serie de "áreas de referencia" que pueden considerarse paradigmáticas de dicho hábitat. Sobre estas áreas de referencia (Arroyo del Molino, Korres y Presas de Arluzea) se ha aplicado una evaluación exhaustiva tanto de las formaciones tobáceas fosiles como actualmente activas, de su estructura y funciones, haciendo especial referencia al estudio de las comunidades briofíticas, así como a los aspectos hidrológicos, analizando de manera integrada los tres componentes esenciales de este hábitat específico. Todo ello se apoya en la elaboración de esquemas y mapas geomorfológicos, documentos necesarios para la comprensión de la dinámica del geosistema kárstico.

Resultados preliminares

Esta primera evaluación de la situación del hábitat 7220*, Formaciones tobáceas generadas por comunidades briofíticas en aguas carbonatadas, constituye un primer punto de partida que ha permitido elaborar un inventario del hábitat en el Parque Natural de Izki, con una cartografía y tabla de datos asociadas; además se ha presentado una selección de los ejemplos más representativos y la definición de tres áreas de referencia del hábitat, de las que se ha llevado a cabo un estudio exhaustivo sobre tipologías, facies tobáceas, dinámica hidrológica, recubrimiento y estructura vegetal, pero también otros aspectos vinculados al grado de intervención y modificación antrópica de los edificios tobáceos y su entorno. En ellos se incluye información sobre impacto, fragilidad, accesibilidad y valor patrimonial, teniendo en cuenta que los enclaves tobáceos, presentan en muchos casos atractivos que los convierten recursos territoriales de gran potencial turístico. Por ello se ha incluido en este trabajo la valoración de las amenazas en Izki.

Tras el análisis y valoración los afloramientos del hábitat 7220* de las tres áreas citadas y demás enclaves en el P.N. de Izki, puede establecerse una primera valoración del hábitat positiva, tanto en lo que se refiere a los parámetros del rango como del área ocupada, ambos muy superiores a los previos. Asimismo esta primera valoración es favorable en lo que respecta a la estructura y funciones específicas del Hábitat. En futuras valoraciones se incluirá con detalle la dimensión temporal, conteniendo la evolución de cada uno de los parámetros considerados así como sobre indicadores actualmente en proceso de definición.

Agradecimientos
Los autores quieren agradecer al GIC de Prehistoria del Gobierno Vasco IT 622-13, al GIR PANGEA (Dpto. de Geografía, UVA) y al Servicio de Patrimonio Natural de la AFA.

Bibliografía

Comisión Europea (2003). Manual de Interpretación de los hábitats de la Unión Europea (EUR25, abril 2003). 79 p.

Carcavilla, L., De La Hera, A., Fidalgo, C., González, J. A. (2009). Formaciones tobáceas generadas por comunidades briofíticas en aguas carbonatadas (*). En: VV.AA., Bases ecológicas preliminares para la conservación de los tipos de hábitat de interés comunitario en España. Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino. 62 p.

Gobierno De Aragón (2011). 7220 Manantiales petrificantes con formación de tuf (Catoneurion)*. Manual de gestión del hábitat: Ficha de manejo y conservación. 24 p.

González Martín, J.A., González Amuchastegui, M.J. (eds.) (2014) *Las Tobas en España*. SEG, Badajoz, 418 p.

Heras, P. (2004). Presencia y tipología de pequeños humedales con vegetación turfófila (turberas, trampales, esfagnales) y tofícola (fuentes petrificantes) en la nueva propuesta de los espacios natura 2000 en la Comunidad Autónoma del País Vasco. 189 p.

Ihobe (2011) Primera evaluación del estado de conservación de los hábitats hidroturbosos de interés comunitario en el País Vasco. Bilbao. 60 p.

Impacto geomorfológico de la actividad turística y propuestas de gestión en el nacedero del Urederra (Navarra)

A. Ibisate[1], M.J. González-Amuchastegui[1], R. Pellitero[1],
A. Sáenz de Olazagoitia[1] y M. Gómez-Lende[2]

[1] Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología,
Euskal Herriko Unibertsitatea/Universidad del País Vasco, Gasteiz, País Vasco
[2] Grupo de Investigación Reconocido PANGEA, Universidad de Valladolid, Valladolid, Castilla y León

GEOMORPHOLOGICAL IMPACT OF TOURISTIC ACTIVITY AND MANAGEMENT PROPOSALS FOR THE URED ERRA RIVER SOURCE (NAVARRE): The Urederra River source is the main exit of the karstic complex of Urbasa mountain range. These waters have constructed a 1.5 km long active tufa formation complex of a huge geomorphologic value, important singularity and awesome landscape. As a result it has been appointed as a Special Area of Conservation (SAC) based specially on the presence of the 7220* Petrifying springs with tufa formation habitat. This landscape has attracted an increasing number of tourists with clear geomorphologic impacts on the tufa formations and the erosion of the trail and surroundings. In order to evaluate these impacts those erosion evidences have been measured. Fix points have been established to monitored the process of degradation in different sites along the trail, and also some areas have been registered with laser scanner. Finally some management proposals are going to be given to prevent these geomorphological impacts.

Palabras clave: impacto, geomorfología, turismo, tobas, Urederra
Key words: impact, geomorphology, tourism, tuf, Urederra

Introducción

Las tobas son protagonistas del paisaje del nacedero del río Urederra y en ellas recae en gran medida el atractivo y los motivos que les han llevado a su declaración como Zona de Especial Conservación (ZEC), de manera que constituyen un recurso territorial en sí mismas en el que se apoya su valor como recurso turístico.

Por otro lado, la Directiva Hábitat de la Unión Europea establece la necesidad de garantizar la conservación de las especies y de los hábitats naturales. Esta Directiva recoge con el código 7220* las Formaciones tobáceas generadas por comunidades briofíticas en aguas carbonatadas, denominación que sustituye a la de Manantiales Petrificantes con formación de Tuf (Cratoneurion) (Carcavilla, 2009), que constituye un hábitat de interés prioritario. En este sentido, el sistema tobáceo del Urederra conforma un magnífico ejemplo de este hábitat que será necesario analizar desde esta óptica vinculante desde la normativa europea.

Esos valores naturales han acarreado una importante afluencia de visitantes, atraídos por su singularidad, fácil accesibilidad y promoción turística. Así en la web se destaca lo siguiente: "*Nacedero del Urederra. Declarado reserva natural en 1987, el nacedero del río Urederra es uno de los enclaves más bonitos de Navarra. Un paraíso natural que no puedes dejar de visitar*". Por ello el Gobierno de Navarra ha instalado un contador de aforo y al mismo tiempo ha implementado un sistema de control de acceso, que requiere de la solicitud expresa de permiso de acceso a través de una web, limitando el mismo a 450 personas de manera simultánea. Sin embargo esta limitación no está evitando los problemas que la masiva afluencia está produciendo sobre los valores naturales protegidos por la ZEC, y en especial la erosión y el deterioro de las tobas.

Se estima una superficie del hábitat correspondiente a las formaciones tobáceas de 2.032 ha (Clavería, 2013).

El objeto de este trabajo consiste en la valoración del grado de afección que esta masiva frecuentación de visitantes está suponiendo sobre la erosión del suelo así como en los valores naturales geomorfológicos, y en concreto las tobas, que deben de preservarse en un espacio considerado ZEC.

Es necesario analizar y valorar las tobas como Lugares de Interés Geomorfológico con el objetivo de llevar a cabo una gestión

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

sostenible valorándolas desde su triple perspectiva, valor científico, añadido y de uso y gestión. En esta primera fase se plantea la necesidad de dar este primer paso para llevar a cabo una posterior propuesta de LIGm centrada fundamentalmente en torno al itinerario actual del Urederra.

Para ello es necesario llevar a cabo una cartografía geomorfológica y el estudio de las formaciones tobáceas fósiles y funcionales: tipología, morfotipos, cronología y dinámica (tasas de crecimiento). Este debe ser el punto de partida para establecer un primer diagnóstico.

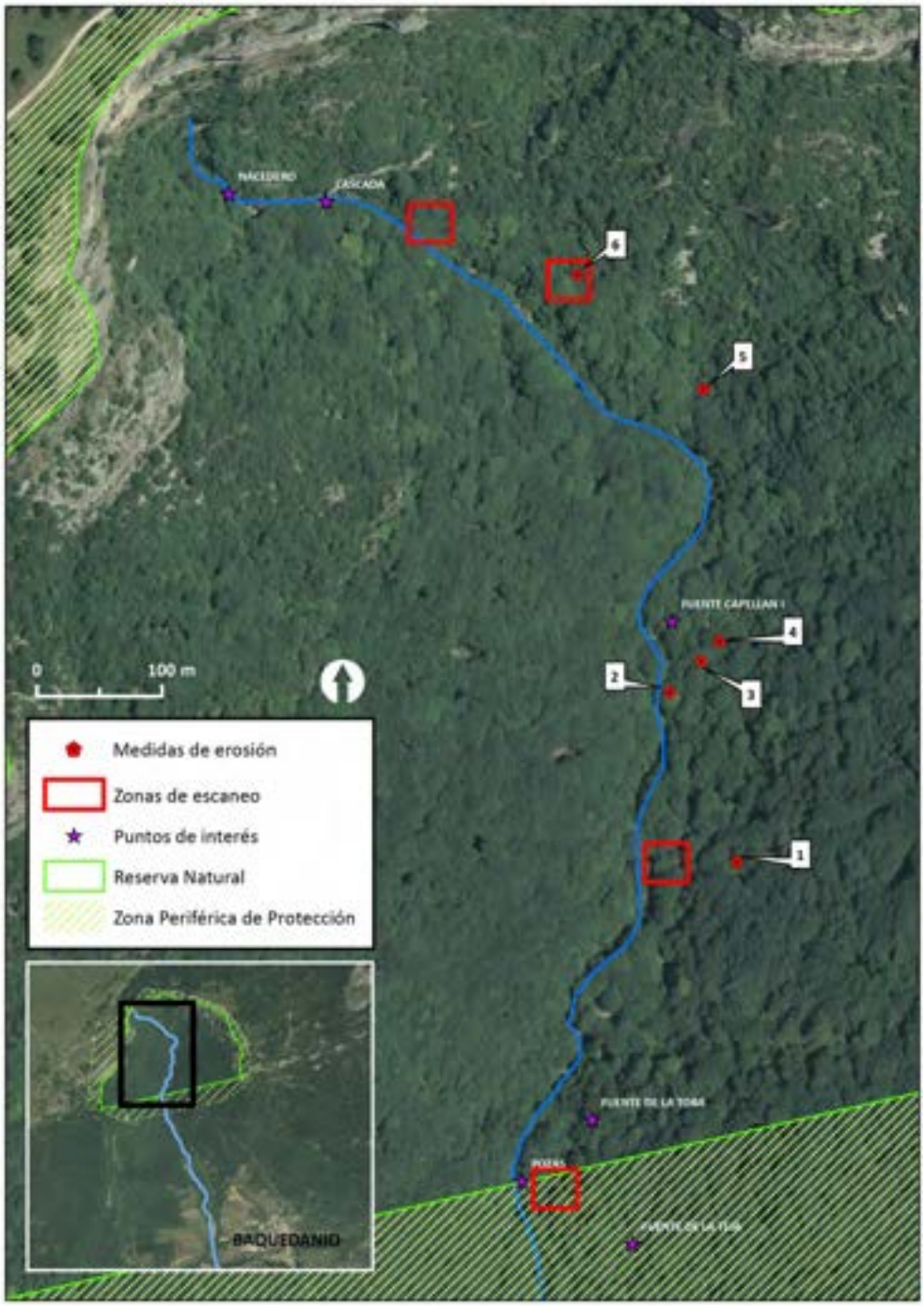


Fig. 1. Localización del ámbito de estudio, puntos con medidas de erosión y zonas registradas mediante láser escáner.
Fig. 1. Study area location, specific sites with erosion measurements and areas registered with laser scanner technology

Metodología

Con el fin de valorar el impacto que la frecuentación tiene sobre la ZEC, especialmente en el sendero y aledaños, se ha recorrido el mismo en el ámbito de la Reserva georreferenciando y midiendo las evidencias de procesos erosivos inducidos por el pisoteo, zonas con el suelo erosionado o compactado (Fig.1).

Así se han obtenido datos cuantitativos del grado de erosión, degradación vertical del suelo o de las calcarenitas, formaciones más vulnerables/frágiles de las acumulaciones tobáceas. Para ello se han marcado puntos fijos de referencia sobre los cuales obtener una medida de la degradación vertical, partiendo de elementos o estructuras, como el vallado o plataformas de madera, que nos indican la cota del suelo previa a la intensificación de este proceso de degradación (Fig. 2).

Además se han escaneado zonas más amplias, explanadas donde el impacto es muy notable con el fin de obtener datos precisos del grado de deterioro y realizar un seguimiento posterior del mismo comparando los modelos obtenidos con los de futuras campañas (Fig. 3).

Por otra parte se ha realizado la valoración del estado de conservación del hábitat 7220* siguiendo la metodología empleada con éxito en otros Espacios Naturales próximos (González Amuchastegui et al, 2018).

Con todo ello se están planteando una serie de propuestas de gestión que permitan reducir o revertir el proceso de degradación al que está sometido el espacio por el excesivo número de visitantes que parece haber superado la capacidad de acogida del espacio.

Resultados

El resultado es una evidente degradación del suelo, de deterioro de los depósitos tobáceos sobre los que se asienta el sendero, así como de las zonas colindantes al mismo, al igual que las que dan acceso o mejor visibilidad al río. Incluso en los casos en los que éstas han sido protegidas con un vallado para evitar el acceso por la evidente degradación y/o riesgo.



Fig. 2. Ejemplo de puntos tomados para medir la erosión.
Fig. 2. Example of the sites of erosion measurements



Fig. 3. Proceso de escaneado y toma de medidas de erosión
Fig. 3. Scanning process and erosion measurements

Se han llegado a medir hasta 44 centímetros de degradación en alguno de los puntos, con valores medios que se sitúan entre la decena y los 25 cm en distintos puntos (Tabla 1).

	Medidas tomadas			Media
1	17,6			
2	13	22,1	22	**19**
3	8	8,2	10	**8,7**
4	17	16,8	9,2	**14,3**
5	14,9	11,8	39,5	**22,1**
6	44	7		**25,5**

Tabla 1. Erosión medida en los distintos puntos (cm).
Table 1. Erosion measurements (cm).

El número de visitantes ha experimentado un incremento en los últimos años (Tabla 2), con un máximo anual de 160.000 visitantes, concentrados principalmente en los meses de primavera, verano y principios del otoño, con picos de afluencia los fines de semana, puentes y Semana Santa.

Una primera aproximación a la evaluación del estado de conservación del hábitat 7220 permite avanzar una valoración favorable algunos de los aspectos ecológicos y dinámicos de las formaciones tobáceas, aunque con grandes amenazas dada la fragilidad intrínseca de estas formaciones y los graves impactos a los que se está viendo sometida por la alta frecuentación, el alto número de visitantes, pisoteo; todo ello indica en esta fase inicial, la necesidad de tomar medidas que garanticen la pervivencia del hábitat y el recurso.

Se están elaborando una serie de propuestas de gestión que van desde la limitación en el número de acceso de visitantes, a la instalación de estructuras, consistentes en la implantación de plataformas de maderas en algunos de los lugares en los que los visitantes se asoman para contemplar el curso fluvial, y escaleras de madera en los lugares de mayor pendiente. Al haberse constatado que las zonas protegidas con estructuras de madera, o escaleras, han protegido con eficacia el suelo, frente al terreno que lo rodea con evidentes muestras de erosión.

	2013	2014	2015	2016	2017
Enero	941	534	2213	5395	1804
Febrero	734	2653	752	4419	4380
Marzo	7501	7742	5788	16982	5506
Abril	9303	13803	14291	13206	28166
Mayo	5843	9428	10779	16828	16203
Junio	9502	9599	9766	20607	13730
Julio	13337	10785	13561	16617	17643
Agosto	23729	21586	23038	30127	27092
Septiembre	9767	9045	10320	14135	12635
Octubre	11584	9734	11746	17012	---
Noviembre	6183	6892	8145	3723	---
Diciembre	4841	2969	6537	3309	---
TOTAL	**103271**	**104770**	**116936**	**162360**	**127159**

Tabla 2. Número de visitantes mensuales (sin datos de octubre a diciembre de 2017 por avería del contador). Fuente: Gobierno de Navarra
Table 2. Monthly visitors number (no data from October to December of 2017 due to the failure of the counting machine). Source: Navarre Government

Agradecimientos
Al Departamento de Desarrollo Rural, Administración Local y Medio Ambiente del Gobierno de Navarra y a sus técnicos Iñigo Villanueva, Migel Mari Elosegi, Gregorio Oyaregui y al guarda Eugenio Pérez.

Bibliografía

Carcavilla, L., De La Hera, A., Fidalgo, C., González, J. A. (2009). Formaciones tobáceas generadas por comunidades briofíticas en aguas carbonatadas (*). En: VV.AA., Bases ecológicas preliminares para la conservación de los tipos de hábitat de interés comunitario en España. Madrid: Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino. 62 p. Recuperado de: http://www.jolube.es/Habitat_Espana/documentos/7220.pdf

Clavería, V. 2013. Hábitats de interés prioritario en Navarra: 7220* Manantiales petrificantes con formación de Tuf (Cratoneurion). Gobierno de Navarra, 29 pp.

González-Amuchástegui, M.J.; Soria-Jauregi, A.; Heras, P. Y Infante, M. (2018). Estado de conservación del hábitat de Interés Comunitario 7220*, manantiales petrificantes con formación de tuf (Cratoneurion)* en el Parque Natural de Izki. Departamento de Medio Ambiente de la Diputación Foral de Álava. 41 p. Informe inédito.

Tejedo, P. 2012. Seguimiento y Control de Impactos Recreativos en Senderos en Espacios Naturales Protegidos. Aplicación en senderos turísticos antárticos. Tesis doctoral. Universidad Autónoma de Madrid, 324 pp.

Modificación de los patrones hidrológicos naturales por el uso del suelo/cubierta vegetal: la humedad del suelo a lo largo de un transecto en la vertiente norte del Sistema Central

J. Martínez-Fernández, N. Sánchez, A. González-Zamora y M. Pablos

Instituto Hispano Luso de Investigaciones Agrarias, Universidad de Salamanca, Salamanca, Castilla y León

NATURAL HYDROLOGIC PATTERNS MODIFICATION BY THE LAND USE/LAND COVER: THE SOIL MOISTURE ALONG A TRANSECT OF THE NORTHERN SECTOR OF THE CENTRAL SYSTEM RANGES: In this work, the soil moisture dynamics is analyzed along a topographic transect in the northern sector of the Sistema Central ranges, parallel to a marked bioclimatic gradient between Mediterranean sub-humid and semiarid conditions. The soil moisture is analyzed, both in terms of water amount and soil water availability for plants, using measurements made in three experimental catchments under different land use/land cover. The profile soil water content was measured fortnightly in 40 stations during a five-year period. The results reveal the great influence of the land use/land cover in the resulting pattern. The soil moisture dynamics and their interaction with the land cover generates a gradient, which is, to some extent, the opposite of the climatic gradient.

Palabras clave: humedad del suelo**,** usos del suelo, cubierta vegetal, gradiente hidro-climático.
Key words: soil moisture, land use, land cover, hydro-climatic gradient.

Introducción

Los procesos atmosféricos e hidrológicos van de la mano como consecuencia de la constante interacción existente entre la atmósfera y la superficie terrestre. La precipitación y la evaporación, por ejemplo, ejercen una influencia evidente sobre los subsecuentes procesos que se generan sobre la superficie del terreno en los que el agua es el protagonista. En ocasiones, esta interacción se ve afectada por desajustes, fundamentalmente de carácter temporal, que ponen de manifiesto ciertos desacoplamientos entre ambos sistemas (Sivapalan y Blöschl, 2015), pero que no afectan sustancialmente a los patrones espaciales (Sun et al. 2018). Sin embargo, determinadas modificaciones llevadas a cabo por el hombre, sobre todo en lo que se refiere a los usos del suelo y los cambios en la cubierta vegetal, pueden alterar significativamente dichos patrones espaciales. Resulta de gran interés científico y aplicado el estudio de dichas modificaciones, por cuanto pueden suponer una alteración sustancial de la dinámica hidrológica natural (Zimmermann et al. 2006).

El objetivo de este trabajo es analizar la dinámica de la humedad del suelo a lo largo de un transecto entre el Sistema Central y el interior de la cuenca del Duero, entre condiciones mediterráneas sub-húmedas y semiáridas, y bajo diferentes usos del suelo y cubierta vegetal.

Material y métodos

Zona de estudio

La zona de estudio está constituida por tres cuencas experimentales (entre 34 y 100 ha) situadas en el suroeste de la cuenca del Duero, a lo largo de un transecto que va desde el Sistema Central hacia el interior de la misma y que sigue un gradiente pluviométrico muy marcado. En poco más de 100 km, se pasa de una precipitación media anual (PMA) alrededor de 1000 mm al sur, a menos de 400 mm en el extremo norte.

La cuenca experimental de Rinconada (62 ha) se encuentra en el extremo sur del transecto, en la Sierra de Tamames (Provincia de Salamanca), y su uso es forestal (robledal denso, *Quercus pyrenaica* Willd.). Tiene unas condiciones climáticas mediterráneas sub-húmedas, con una PMA de 980 mm, una evapotranspiración potencial (ETP) de 850 mm y una temperatura media anual (TMA) de 10ºC. La cuenca experimental de Morille (34 ha), también en la provincia de Salamanca, se sitúa en el sector central del transecto, formando parte de un ecosistema de dehesa de encina (*Quercus ilex sp. ballota*), cuya dedicación es forestal y ganadera. En esta cuenca la PMA es de 500 mm, la ETP 1020 mm

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

	Rinconada	Morille	Villamor
MO (%)	3.3	1.9	0.6
DA (g/cm³)	1.3	1.4	1.6
Arena (%)	29.8	54.3	55.9
Limo (%)	53.4	30.8	19.8
Arcilla (%)	16.9	14.9	24.2
Clase textural	Limoso franco	Arenoso franco	Areno-limoso franco
Sat (cm³/cm³)	0.530	0.490	0.425
CC (cm³/cm³)	0.193	0.155	0.187
PM (cm³/cm³)	0.099	0.073	0.105

MO, materia orgánica; DA, densidad aparente; Sat, contenido de agua a saturación; CC, capacidad de campo; PM, punto de marchitamiento.

Tabla 1. Características de los suelos de las tres cuencas

y la TMA es de 11.2ºC. La cuenca experimental de Villamor (100 ha), ubicada en el sureste de la provincia de Zamora, constituye el extremo más seco del transecto (PMA 380 mm; ETP 1040 mm; TMA, 12.1ºC), y su uso es agrícola (fundamentalmente cerealista). Las características físicas e hídricas de los suelos de cada una de las cuencas aparecen en la Tabla 1.

Medición y análisis de la humedad del suelo

La humedad del suelo se ha medido en cada una de las cuencas en una red de estaciones de medición a intervalos quincenales, mediante la técnica TDR (*Time Domain Reflectometry*). Las estaciones están situadas en transectos perpendiculares al fondo de valle en cada caso, abarcando localizaciones representativas de las unidades topográficas y edáficas. Cada estación consta de 5 sondas situadas horizontalmente a 5, 15, 25, 50 y 100 cm de profundidad (Martínez-Fernández y Ceballos, 2003). Para este análisis se ha utilizado la serie del valor medio del perfil entre los años 2002 y 2006. Rinconada está equipada con una red de 18 estaciones de medición de la humedad del suelo. Morille cuenta con 11 estaciones. Villamor dispone de una red de 11 estaciones de medición del contenido de agua del suelo.

Para poder analizar el comportamiento de la humedad del suelo entre cuencas que tienen propiedades edáficas diferentes (Tabla 1), se ha empleado el *Soil Water Deficit Index*, SWDI (Martínez-Fernández et al. 2015). De este modo se hace una normalización del contenido de agua del suelo tomando como referencia los límites de disponibilidad para las plantas, y esto posibilita la comparación de situaciones que con el dato exclusivamente de humedad del suelo, no sería rigurosa. El SWDI tiene una interpretación sencilla y permite analizar adecuadamente los periodos críticos en relación con la interacción suelo-agua-vegetación. El suelo se encuentra en condiciones de déficit cuando el SWDI es negativo y alcanza la situación extrema cuando su valor es ≤ -10.

Tanto la capacidad de campo como el contenido de agua en el punto de marchitamiento, que son los umbrales que definen los límites de disponibilidad, fueron obtenidos en cada punto en que se situaron las sondas de medición de humedad mediante la estimación de la curva de retención en laboratorio (Martínez-Fernández, 1995).

Resultados y discusión

A lo largo del transecto que constituye la zona de estudio de este trabajo se define un marcado gradiente pluviométrico que es bastante representativo de lo que ocurre en la Cuenca del Duero, entre la orla montañosa y el interior de la misma. Se trata de un patrón que es observable en muchas regiones del mundo, entre los sistemas montañosos y los valles o las zonas llanas adyacentes (Cuo y Zhang, 2017). Por esa razón, y teniendo en cuenta el protagonismo que tiene la variable precipitación, es esperable que los procesos hidrológicos se adecuen y reflejen esa distribución de la precipitación a lo largo de esos territorios.

La evolución de la humedad media del suelo medida en las tres cuencas que se han analizado (Fig. 1), muestra una clara similitud en el ritmo y en la estacionalidad, evidenciando el hecho de que las tres están en un mismo contexto climático y destacando el enorme peso que tiene la mediterraneidad (Ceballos Barbancho et al. 2002), y la consiguiente aridez estival, en dicha evolución. En la estación húmeda (noviembre a marzo, fundamentalmente) hay diferencias entre unos años y otros, pero en el verano el patrón se repite, mostrando la inexorabilidad de dicha estación. No obstante, las diferencias entre las tres cuencas no están muy claras, excepto por el hecho de que las dos forestales parecen mostrar un comportamiento similar y muy diferente a la agrícola. Sin embargo, y a

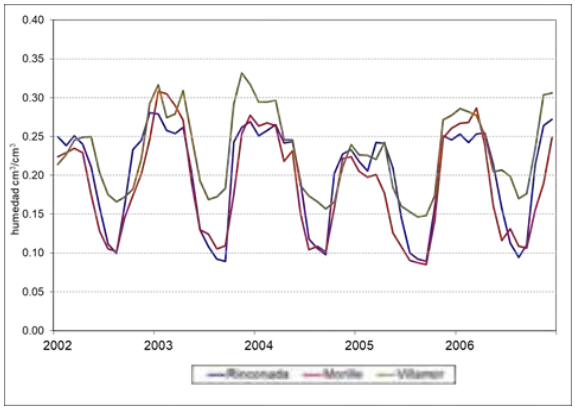


Fig. 1. Evolución de la humedad media mensual del suelo en las tres cuencas (2002-2006).

pesar de que el mero uso del contenido de agua en el suelo no aporta una información sumamente aclaratoria, no parece haber una consonancia clara con la diferente cantidad de precipitación en cada caso.

Como ya se indicó anteriormente, la utilización del SWDI permite llevar a cabo una cierta normalización de los datos de humedad del suelo y esto posibilita la comparación entre condiciones bio-climáticas diferentes. En la figura 2 se muestra la evolución de los valores medios mensuales del SWDI en cada una de las cuencas a lo largo de los cinco años de mediciones. Es evidente que los tres casos reflejan una estacionalidad parecida, marcada nuevamente por la mediterraneidad de la zona de estudio, y eso se expresa en el paralelismo de las tres curvas. Sin embargo, las diferencias entre ellas son muy destacables. La cuenca de bosque denso de roble, en el extremo húmedo del transecto, es la que muestra siempre los valores más bajos de SWDI. Al contrario, las otras dos (dehesa y agrícola) registran siempre valores de déficit de agua menos acusado. Donde se dan las diferencias más destacables es en el periodo estival, la época más crítica desde el punto de vista hídrico y la más relevante en relación con la dinámica de la cubierta vegetal. En esa estación se observa (Fig. 2) una gradación inversa al gradiente pluviométrico. La zona más húmeda es la que experimenta un déficit hídrico del suelo más acusado, llegando en agosto a ser extremo (SWDI ~ -10). Eso significa que en ese mes se agota completamente el agua útil para las plantas en el primer metro de suelo, por lo que el robledal tiene que recurrir a otras estrategias para seguir con su ciclo vegetativo (Hernández-Santana et al, 2008). Paradójicamente, en el sector semiárido del transecto es donde ese déficit hídrico es menos intenso. La cuenca de Morille manifiesta un comportamiento intermedio, en consonancia con su posición en el transecto y su tipo de uso del suelo/cubierta vegetal (dehesa), a caballo entre lo agrícola y lo forestal.

Si los resultados se analizan estacionalmente (Fig. 3), el comportamiento va en la misma dirección. En todas las estaciones la cuenca forestal registra los valores medios de SWDI más bajos. Pero es en verano cuando se dan las diferencias más reseñables y cuando se observa una gradación inversa a la del reparto de la precipitación.

La explicación a ese comportamiento de la dinámica de la humedad del suelo, opuesto al del reparto espacial de la precipitación, hay que buscarla en el diferente uso del suelo y, por tanto, de cubierta vegetal en los tres casos. El bosque denso es el que tiene una mayor capacidad de exploración del suelo y de extracción de agua. En la zona agrícola, eminentemente cerealista, la profundad de raíces es mucho menor y el ciclo vegetativo termina justo cuando el de robledal está en su momento culminante. La dehesa, bosque aclarado en el que predomina la superficie de pastizal, se sitúa, en ese sentido, también en una posición intermedia.

Se trata, por tanto, de un caso en el que la trasformación que ha hecho el hombre del territorio y el uso que finalmente le ha dado, modifica sustancialmente la dinámica natural.



Fig. 2. Evolución del SWDI medio a lo largo del año en las tres cuencas.

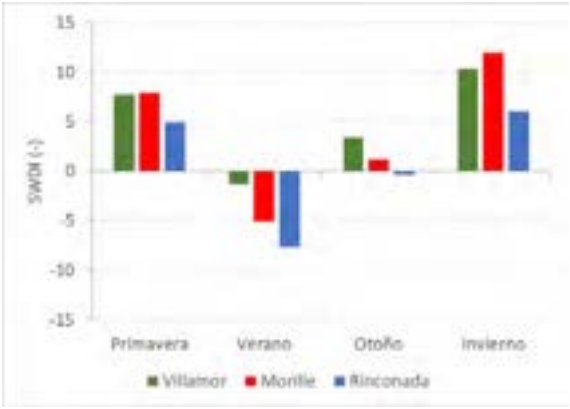


Fig. 3. SWDI medio estacional en las tres cuencas.

Esto es así hasta el punto de traducirse en un patrón de dinámica hidrológica inverso al que, atendiendo a la distribución de la precipitación, habría cabido esperar. Los resultados del trabajo han puesto de manifiesto un ejemplo claro de desacoplamiento espacial entre procesos.

Conclusiones

En este trabajo se ha llevado a cabo un análisis de la dinámica de la humedad del suelo en tres cuencas a lo largo de un transecto entre el Sistema Central y el interior de la Cuenca del Duero, caracterizado por la existencia de un marcado gradiente pluviométrico entre condiciones mediterráneas sub-húmedas y semiáridas, en menos de 100 km.

Los resultados han puesto de manifiesto, por un lado, que la mediterraneidad, especialmente la aridez estival, tiene un peso determinante en la evolución de la humedad a lo largo del año. Esto se refleja claramente en los tres casos analizados. Sin embargo, lo más destacable de los resultados obtenidos es la existencia de un patrón espacial de comportamiento del contenido de agua del suelo que es opuesto al de la distribución de la precipitación. Allí donde más llueve, paradójicamente, es donde el suelo está sometido a un déficit más intenso y, al contrario. El factor responsable de este comportamiento, hasta cierto punto anómalo, es el uso del suelo y la cubierta vegetal.

El estudio de este tipo de desacoplamiento espacial entre procesos naturales resulta del máximo interés científico. Su análisis puede ser útil para poder entender cambios en la dinámica natural allí donde el hombre ha llevado a cabo una profunda transformación del territorio.

Agradecimientos

Este estudio fue financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad (Proyectos ESP2015-67549-C3-3-R y ESP2017-89463-C3-3-R), la Junta de Castilla y León (Proyecto SA007U16), y los Fondos Europeos de Desarrollo Regional (FEDER).

Bibliografía

Ceballos Barbancho, A., Luengo Ugidos, M.A., Martínez Fernández, J., Casado Ledesma, S. y Sánchez Ortega, V. 2002. Rachas secas y gradiente pluviométrico en la Cuenca del Duero. En (J.A. Guijarro, M. Grimalt, M. Laita, S. Alonso, Eds.) El Agua y el Clima. Pub. de la Asociación Española de Climatología. Palma de Mallorca. Serie A, nº 3. 149-158.

Cuo, L. y Zhang, Y. 2017. Spatial patterns of wet season precipitation vertical gradients on the Tibetan Plateau and the surroundings. Nature Scientifics Reports 7. 5057. DOI:10.1038/s41598-017-05345-6

Hernández-Santana, V., David, T.S. y Martínez-Fernández, J. 2008. Environmental and plant-based controls of water use in a Mediterranean oak stand. Forest Ecology and Management 255. 3707-3715

Martínez Fernández, J. 1995. Medida de curvas de retención de humedad en laboratorio y su estimación. En Avances en la Investigación en Zona No Saturada. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. Vitoria- Gasteiz, 193-201.

Martínez-Fernández, J. y Ceballos, A. 2003. Temporal stability of soil moisture in a large-field experiment in Spain. Soil Science Society of America Journal 67. 1647-1656.

Martínez-Fernández, J., González-Zamora, A., Sánchez, N. y Gumuzzio, A. 2015. A soil water based index as a suitable agricultural drought indicator. Journal of Hydrology 522. 265-273.

Sivapalan, M. y Blöschl, G. 2015. Time scale interactions and the coevolution of humans and water. Water Resources Research 51, 6988-7022.

Sun, A.Y., Xia, Y., Caldwell, T.G. y Hao, Z. 2018. Patterns of precipitation and soil moisture extremes in Texas, US: A complex network analysis. Advances in Water Resources 112. 2013-213.

Zimmermann, B., Elsenbeer, H. y De Moraes, J.M. 2006. The influence of land-use changes on soil hydraulic properties: Implications for runoff generation. Forest Ecology and Management 222. 29-38.

Las dolinas aluviales en el medio natural y en ambientes antropizados (rural, periurbano y urbano) del sector central de la cuenca del Ebro: percepción del fenómeno desde distintos puntos de vista

A. Pocoví[1], M.A. Soriano[1], H. Gil[1], A. Luzón[1], A. Pérez[1] y Ó. Pueyo[1,2]

[1] *Grupo Geotransfer, IUCA. Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, Aragón*
[2] *Universidad Nacional de Educación a Distancia, UNED, Calatayud, Zaragoza, Aragón*

MANTLED KARST IN NATURAL AND ANTHROPIC ENVIRONMENT (RURAL, SUBURBAN AND URBAN) IN THE CENTRAL EBRO BASIN (NE SPAIN): PERCEPTION FROM DIFFERENT POINTS OF VIEW: In the central Ebro Basin, solution of Neogene evaporites creates mantled karst on the Quaternary alluvial deposits. Karst has been active at least since Early Pleistocene, as remains of deformation paleostructures prove, being a very active process at present. Sediments involved in paleodolines helps to determine its geometry, genetic processes and natural evolution. Today the most important domain with active karst is Zaragoza city and its surroundings, where damages both in urban and in farming areas appear. Only in very recent times doline inventories are taken into account in urban planning; however, traditionally, karstification signs have been hidden. Perception of hazardous active zones surrounding dolines is different in urban and nonurban areas according to economical purposes. By this reason, in urban planning is also suitable to consider the results from the study of palaeodolines and undertake an accurate geophysical survey.

Palabras clave: *Karstificación, evaporitas, peligrosidad, planificación urbana, geo-radar.*
Key words: *Karstification, evaporites, hazard, urban planning, GPR.*

Introducción

La zona central de la Cuenca del Ebro fue endorreica entre hace unos 35 y 8,5 millones de años (p. ej. Pardo et al. 2004) y acumuló sedimentos continentales que, en su zona central son evaporíticos. La salida de las aguas hacia el Mediterráneo puso fin al endorreísmo y dio origen al desarrollo de la actual red fluvial del Ebro. En relación con la evolución de la red, se formaron los depósitos cuaternarios aluviales y fluviales. En las evaporitas y en su cobertera cuaternaria se reconocen deformaciones cuyo origen se encuentra en el karst desarrollado en las primeras. Esta kastificación se pro-dujo al menos desde el Pleistoceno y prosigue en la actualidad como lo atestiguan los diversos campos de dolinas de esta región (Soriano y Simón, 1995; Gutiérrez et al. 2005). El área con dolinas de las cercanías de Zaragoza es el que reviste mayor interés por su extensión, por el elevado número de casos y por ser la zona más densamente poblada de toda la región. En ella la actividad humana es muy intensa desde hace siglos y, tanto en las zonas urbanas como en las agrícolas, las dolinas se han generado y modificado constantemente. En este trabajo se abordan las distintas formas de interferencia de la actividad humana con las dolinas que se pueden observar en este entorno y ciertas diferencias en la percepción de las dolinas en distintos ambientes.

Los trabajos de campo han consistido en la observación de un número significativo de dolinas y todos los aspectos relevantes de su evolución temporal en el entorno indicado y la medición de sus parámetros geométricos. A priori en el conjunto de casos reconocidos se distinguen dos poblaciones de dolinas claramente diferenciadas: 1) Paleodolinas: Dolinas desarrolladas durante el Cuaternario, no activas hoy día, pero los depósitos naturales que llevan asociados conservan el registro de la actividad de las mismas hasta su término. Por lo general se identifican cuando las cortan los taludes artificiales. 2) Dolinas actuales: Las aparecidas en nuestros días o en tiempos recientes, ya sea en forma de colapsos súbitos o de zonas subsidentes más o menos persistentes, incluyendo las que se identifican en fotografías aéreas o mapas topográficos de cualquier época aunque en la actualidad puedan estar soterradas artificialmente.

Geometría

Observados varios centenares de dolinas del entorno del Zaragoza, se han asimilado sus

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

formas a cuerpos geométricos simples para extraer los pará-metros que aquí se manejan (Soriano et al. 2018): los volúmenes colapsados se asimilan a cilindros de eje vertical y las depresiones de subsidencia a conos ajustados a la extensión y a la pendiente media observadas en superficie (dolinas actuales) o a las capas afectadas (paleo-dolinas).

En algunos casos solo se ha identificado una de estas formas simples, pero es frecuente que se combinen en una sucesión temporal que, en esquema (Fig. 1), consta de un dominio subsidente (cono inferior -1-) que en la zona de máxima flexión aloja un colapso (cilindro -2-). En algunos casos (especialmente en paleodolinas) se ha podido apreciar subsidencia por encima del colapso que se amortigua de forma paulatina (cono superior -3-). Existen casos más complejos, en los que se identifican sucesivos colapsos, concéntricos o no, e indicadores de subsidencia restringida a zonas localizadas dentro de las áreas colapsadas o en su periferia, pero a efectos de simplificación se ha estimado la suma de las componentes de cada forma simple.

Paleodolinas

Se han estudiado 123 casos, todos ellos a partir de cortes artificiales. Los parámetros del "modelo simplificado" (diámetro y altura, Fig. 1) se han medido directamente sobre fotografías tomadas perpendicularmente a los cortes, o con referencias de escala adecuadas y correcciones de perspectiva. En algunos casos se ha podido describir con detalle la sucesión de procesos que se distinguen en su desarrollo (Soriano et al., 2018).

En ocasiones las estructuras de deformación analizada muestran solo uno de estos procesos, colapso repentino o subsidencia lenta. Sin embargo, es frecuente (52% de los casos) que se observen ambos, y cuando las condiciones del corte artificial o afloramiento lo permiten, también se identifica subsidencia por encima del colapso que se amortigua de forma paulatina.

Los valores de áreas y volúmenes calculados son aproximaciones siempre por defecto ya que la figura geométrica con la que se asocian es una idealización, además muchos de los cortes no atraviesan la zona central de

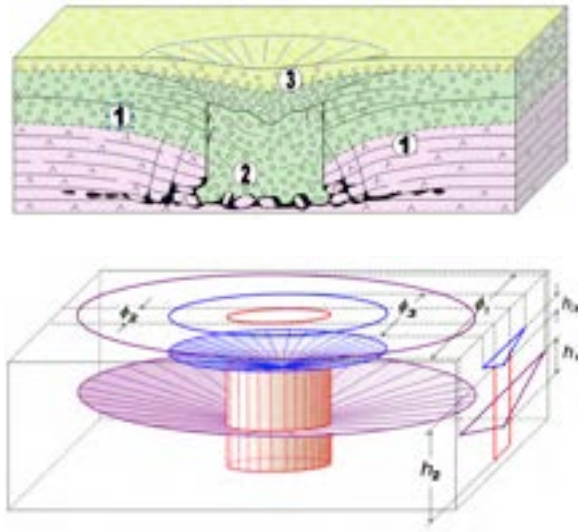


Fig. 1. Imagen idealizada de una dolina (arriba) y cuerpos geométricos simples a los que se asimila cada componente: 1) cono inferior, 2) cilindro de colapso, 3) cono superior. Parámetros medidos (abajo): ϕ) diámetros, h) alturas. (Modificada de Soriano *et al.* 2018).
Fig. 1. Idealized sketch of a doline (up) and geometric shapes: 1) lower cone, 2) cylinder, 3)upper cone. Measured parameters (down): ϕ) diameters, h) heights. (Modified from Soriano et al. 2018).

estructura deformada. Por otra parte, en pocas ocasiones se observa el contacto con las rocas evaporíticas y aún menos el nivel de base del karst.

Pese a que muchos cortes no son diametrales, se ha reconocido un mayor número de formas cilíndricas que cónicas. Tomando en consideración los casos con ambas formas, la comparación de sus radios muestra una buena correlación (Fig. 2), y es importante apreciar que el radio de los conos es, en promedio, más del doble que el de los cilindros (2,3 veces).

Dolinas actuales

Se han considerado 231 dolinas que están en el inventario realizado para el Ayuntamien-

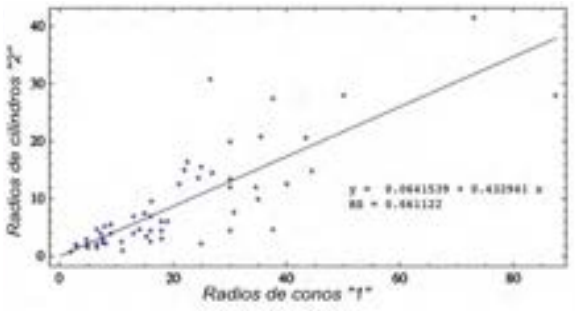


Fig. 2. Regresión lineal entre radios
Fig. 2. Linear regression between radii

to de Zaragoza (Simón et al. 1998). En la mayoría de los casos dicho catálogo contiene información meticulosa de los diámetros de las dolinas, pero no su profundidad. Por ello se ha renunciado a calcular y comparar los volúmenes con los de paleodolinas.

Comparación de dolinas actuales con paleodolinas

Comparando los datos expuestos, referidos a un número significativo de datos (354 en total), se diría que las dolinas actuales son mayores que las paleodolinas (Fig. 3). Unas y otras se han desarrollado en la misma formación evaporítica y ligadas a los depósitos del mismo ámbito de la red fluvial. Los cambios del clima, especialmente en lo que concierne al régimen hídrico, entendemos que deben tener más incidencia en la velocidad de desarrollo y ritmo de aparición de las dolinas que en su tamaño; por consiguiente hay que considerar que esta discrepancia se debe a la "percepción" de las dimensiones sobre el terreno.

Los valores medios obtenidos para el conjunto de las paleodolinas tiene tres condicionantes: 1) El ajuste por defecto a las figuras geométricas ideales. 2) La representatividad de los cortes artificiales que no acceden al centro de la estructura. 3) La inclusión de colapsos de radio pequeño que no llegan a la superficie.

En lo concerniente a las dolinas actuales, en cambio, su percepción, generalmente desde la superficie, tiene matices diferentes según se trate de medio urbano o rural: En el primero a menudo se perciben por la aparición de patologías en los edificios que tienen encima. En el ámbito rural, los trabajos de explanación después del relleno suelen dejar depresiones suaves que des-bordan los límites reales de las dolinas y su percepción desde la superficie o en foto aérea puede atribuirles una extensión algo mayor.

Interés práctico de la determinación del tamaño

Por lo general la aparición súbita de un colapso (y la sima resultante) en ambiente urbano tienen mucho impacto mediático. Si afecta a viales, la reparación suele ser inmediata. Si afecta a solares edificados de propiedad particular se reparan daños o se procede al derribo y a proyectar nuevas construcciones con cimentaciones más adecuadas. Si son terrenos de titularidad pública, a veces se destinan a usos que representan menos exposición al fenómeno kárstico (aparcamientos, jardines,…), y se establece una zona de prevención no edificable. La extensión de esta zona suele estimarse de modo un tanto arbitrario, alrededor de la zona de colapso, basándose en experiencia previa, atendiendo a otros casos próximos. Sin embargo con el tiempo suele aparecer una orla subsidente que se extiende más allá la zona de prevención y ocasiona patologías en construcciones periféricas.

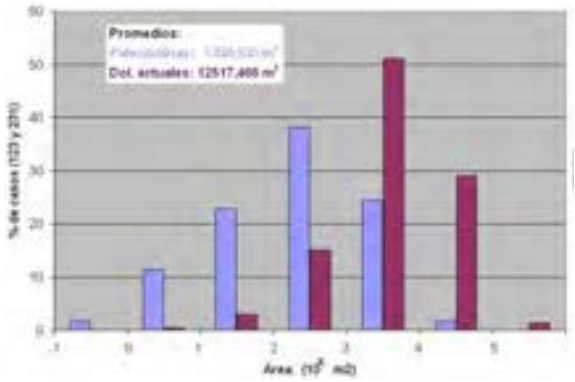


Fig. 3. Área total de las dolinas estudiadas.
Fig. 3. Total area of the studied dolines.

Del estudio de las paleodolinas se desprende que hay cierta proporcionalidad entre la extensión de los colapsos y áreas afectadas por subsidencia a su alrededor (Fig. 2). Esta es una información que se puede considerar orientativa a los efectos de delimitar las orlas prevención, las cuales evidentemente deben establecerse a partir de las zonas subsidentes que también son parte de activa en la aparición de patologías.

Constatación geofísica del tamaño de las dolinas

Los métodos geofísicos abren muchas posibilidades al estudio de las dolinas, en especial si se despliegan varios métodos complementarios en una rutina convenientemente planeada (p. ej. Pueyo et al. 2010). La localización y delimitación de dolinas cubiertas y cavidades kársticas no

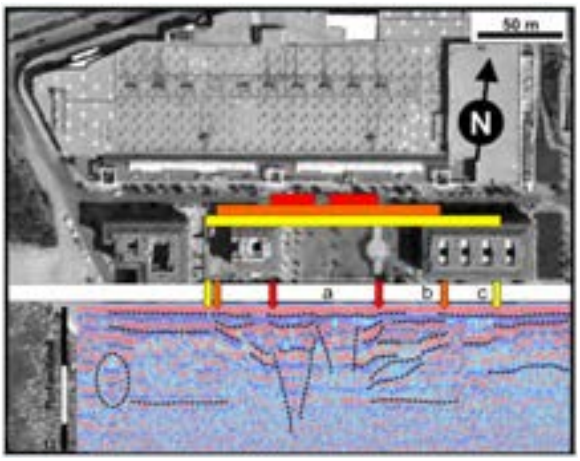


Fig. 4. Perfil de geo-radar y patologías observadas: a) colapso antiguo, b) zona subsidente con patologías severas, c) extensión de los reflectores basculados en el perfil (Pueyo et al. 2012).
Fig. 4. GPR-profile and observed building patologies: a) ancient collapse, b) subsidence with severe damages, c) tilted reflectors (Pueyo et al. 2012).

colapsadas es más eficiente en campo abierto que en ambiente urbano. La última etapa de una correcta rutina de métodos geofísicos, una vez identificadas y delimitadas las zonas afectadas, puede ser la aplicación del geo-radar, preferentemente usando instrumentos de varias frecuencias centrales (Pueyo et al. 2010). Así se obtienen los cortes de más alta resolución del terreno.

Es corriente que la señal registrada, aún con las frecuencias más bajas, no dé información fiable de la profundidad a la que se desarrolla el proceso kárstico. Sin embargo la alta resolución con que se representan los niveles superiores permite delimitar el dominio activo, incluso los menores basculamientos de la zona externa de subsidencia (Fig. 4), a partir de la cual deben delimitarse las orlas de prevención.

Conclusiones

Las dolinas aluviales (o de karst cubierto) se reconocen más por su interferencia con las actividades humanas que por su forma, extensión y evolución reales. Conocer en detalle su geometría y pautas de comportamiento ayuda a tomar las debidas precauciones referentes a usos del terreno afectado. La prospección geofísica detallada es una herramienta decisiva para delimitar con precisión adecuada los dominios afectados.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución del grupo de investigación *Geotransfer*, co-financiado por el Gobierno de Aragón y PO FEDER Aragón 2014-2020.

Bibliografía

Gutierrez-Santolalla, F., Gutiérrez-Elorza, M., Marín, C., Maldonado, C., Younger, P.L., 2005. Subsidence hazard avoidance based on geomorphological mapping in the Ebro River valley mantled evaporite karst terrain (NE Spain). Environmental Geology, 48, 370–383.

Pardo, G.. Arenas, C., González, Á., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez Rivares, F. J., Vázquez Úrbez, M., Villena, J. 2004. La Cuenca del Ebro. En Vera, J. A. (Ed. pral.). Geología de España. Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 533-543

Pueyo Anchuela Ó., Casas, A. M., Soriano, M. A., Pocoví, A., 2010. A geophysical survey routine for the detection of doline areas in the surroundings of Zaragoza (NE Spain). Engineering Geology, 114, 382-392.

Pueyo Anchuela, Ó., Ansón López, D., Pocoví Juan, A., Casas Sainz, A. M., Simón Gómez, J. L., Gil, H., Ilas Lloréns, J. F., Gracia Abadías, J. 2012. Consideraciones sobre la construcción en zonas kársticas activas. Caso de la Avenida de las Estrellas de Zaragoza. Geogaceta, 51, 63-66.

Simón, J.L., Soriano, M.A., Arlegui, L., Caballero J. (1998). Estudio de riesgos de hundimientos kársticos en el corredor de la carretera de Logroño. Informe técnico.

Soriano, M.A. & Simón, J.L. 1995. Alluvial dolines in the entral Ebro Basin, Spain: a spatial and developmental hazard analysis. Geomorphology, 11, 295–309.

Soriano, M. A., Pocoví, A., Gil, H., Pérez, A., Luzón, A., Marazuela, M.A., 2018. Some evolutionary patterns of palaeokarst developed in Pleistocene deposits (Ebro Basin, NE Spain): Improving geohazard awareness in present-day karst. Geological Journal 1-18. https://doi.org/10.1002/gj.3181

Diferencias solana-umbría en la temperatura en los escarpes del cañón del río Duratón (Segovia) y su incidencia en los procesos geomorfológicos activos

L.M. Tanarro García[1] y A. Díez-Herrero[2]

[1] *Departamento de Geografía, Universidad Complutense de Madrid, Madrid*
[2] *Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid*

SUNTRAP-SHADY DIFFERENCES ON TEMPERATURE IN THE SCARPS OF THE DURATON RIVER CANYON (SEGOVIA, CENTRAL SPAIN) AND THEIR INCIDENCE ON THE GEOMORPHIC ACTIVE PROCESSES: This work analyzes the variations and differences of temperature that take place inside the rocky scarps of canyons, exposed to contrasted orientations, suntrap and shady. To this end, an experimental study was carried out on the scarps of the Duraton river canyon (Segovia, Central Spain). The experimental procedure, which was carried out between the end of December 2009 and the middle of November 2013, consisted in the placement of two temperature data-logger (model HOBO Pendant) inside small hollows or taffoni of the rock, a few centimeters from the surface and completely protected from the influence of the ambient temperature. The first one was installed in the north exposure (shady scarp), while the second in southern exposure (suntrap scarp). Likewise, another temperature data-logger was installed to monitor the air temperature in a nearby village. The results show the absence of temperatures below 0ºC both in the scarp facing north (shady) and in the south oriented (suntrap), even though the absolute minimum temperatures of the air were quite low (up to -13.1ºC). Nevertheless, appreciable differences are observed in both exposures related especially to the extreme thermal amplitude.

Palabras clave: Escarpes, Solana, Umbría, Amplitud térmica, Cañón del Duratón.
Key words: Rock walls, Suntrap, Shady. Thermal amplitude, Duraton Canyon.

Introducción

Las oscilaciones o fluctuaciones de temperatura que experimentan las superficies rocosas pueden traducirse, desde un punto de vista geomorfológico, en la actuación eficaz de procesos externos de meteorización física o mecánica (Gunzburger et al., 2005; Matsuoka, 2008). Además, cuando estas oscilaciones térmicas afectan a laderas rocosas de fuerte pendiente, como por ejemplo en escarpes situados en ámbitos de montaña, en cañones fluvio-kársticos o en acantilados marinos, pueden provocar el desencadenamiento de numerosos procesos de ladera (desprendimientos, deslizamientos, etc.).

Desde esta perspectiva, este trabajo tiene como objetivo analizar las variaciones y diferencias de temperatura que se producen en el interior de los escarpes rocosos de cañones, expuestos a orientaciones contrastadas, solana y umbría. Para ello se ha llevado a cabo un estudio experimental en los escarpes o "paredes" de las Hoces del río Duratón (Segovia), con el propósito de valorar la mayor o menor incidencia y eficacia de los procesos de meteorización ligados a las fluctuaciones de la temperatura que están ocurriendo en la actualidad.

Área de estudio

Las Hoces del río Duratón constituyen un cañón modelado en el macizo calcáreo de Sepúlveda (Segovia), unidad de relieve, cuya superficie culmina a altitudes entre los 1000 y 1100 m s.n.m., y que se sitúa en el área de contacto entre el borde suroriental de la cuenca del Duero y la vertiente septentrional del Sistema Central, concretamente en el enlace entre el Guadarrama oriental y Somosierra. El clima del área de Sepúlveda puede clasificarse como mediterráneo con un importante componente continental. La precipitación media anual es de 520,2 mm para el periodo 1961-2003 (estación pluviométrica de Sepúlveda), mientras que la temperatura media anual se sitúa en 11,5ºC, y la amplitud térmica anual de 17,5ºC (estación termopluviométrica de San Miguel de Bernuy). Desde un punto de vista geológico, el cañón está excavado principalmente sobre calizas dolomíticas, dolomías y areniscas dolomíticas del Cretácico superior, que presentan buza-

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.



Fig. 1. Fotografía del tramo estudiado de las hoces del Duratón (28/12/2011). Nótese la clara diferencia entre la ladera de umbría y de solana. Los círculos en color rojo indican la posición de los termómetros.
Fig. 1. Photo of the studied stretch of the Duraton river canyon on December 28, 2011. Note the clear difference between the suntrap and shady slopes. The circles in yellow-red indicate the position of the data-loggers.

mientos suaves hacia el sur. En estos materiales el río Duratón ha excavado, a largo de unos 34 km de longitud, un valle profundo flanqueado por laderas abruptas que originan escarpes. Éstos constituyen a modo de paredes subverticales de gran continuidad lateral, con pendientes entre 45º y 90º, dentro de los cuales algunas alcanzan una altura entorno a los 100 m de desnivel. Estas paredes son los elementos geomorfológicos más activos, como lo confirma la huella en ellos de "cicatrices de desprendimiento" (Fig. 1). En concreto, se han inventariado unos 288 desprendimientos, de los cuales el 65,5% han ocurrido en las paredes de componente Sur, siendo la orientación media de 170º S (Tanarro y Muñoz, 2012).

Metodología

El procedimiento experimental para caracterizar las temperaturas del interior de las paredes del cañón se llevó a cabo entre finales de diciembre de 2009 y mediados de noviembre de 2013, y consistió en la colocación de dos registradores de temperatura (modelo HOBO Pendant). Para ello se eligieron dos escarpes, relativamente accesibles, situados en el tramo medio del cañón, cuando éste adquiere un rumbo E-W; de modo que los escarpes de la margen derecha están encarados al Sur, y los escarpes de la margen izquierda al Norte. Finalmente, los dispositivos se colocaron en el interior de minúsculas oquedades sin apenas recorrido subterráneo de la roca a escasos centímetros de la superficie y completamente protegidos de la influencia de la temperatura ambiente. El primero se instaló en exposición norte (escarpe de umbría) en una oquedad de unos 10 cm de desarrollo, mientras que el segundo en exposición sur (escarpe de solana) en una pequeña oquedad de apenas 5 cm (Fig. 1). Asimismo, se instaló otro registrador de temperatura para monitorizar la temperatura del aire en una población cercana, situada a unos 8 km. Los tres registradores de temperatura se programaron para tomar un dato cada 30 minutos.

Resultados

En este trabajo se expone los resultados del tratamiento estadístico de los datos de temperatura, con especial atención al análisis de los valores extremos mensuales (máximas y mínimas absolutas) de la temperatura del aire y del interior de las paredes del cañón, así como de la amplitud térmica extrema mensual.

La temperatura del aire.

La temperatura media anual del aire para los tres años con registros completos (2010, 2011 y 2012) se sitúa en 12,9ºC. No obstante en estos años se han alcanzado temperaturas mínimas absolutas inferiores a -10ºC (-13,01ºC en enero de 2010) y temperaturas máximas absolutas superiores a 40ºC (42,1ºC en julio del mismo año). Estos datos muestran, por tanto, la importante amplitud térmica (Fig. 2). Así, en los meses de otoño-invierno (principalmente en noviembre, diciembre, enero y febrero) la amplitud extrema mensual suele ser superior a los 20ºC, alcanzándose en algunos meses valores superiores a los 32ºC. Estas oscilaciones térmicas determinan unas condiciones propicias para la ocurrencia de heladas, que suelen superar los 60 días al año, y la posible actividad de procesos geomorfológicos ligados a la crioclastia. Por el contrario, son los meses de primavera (abril, mayo, y sobre todo, junio) cuando la amplitud térmica extrema es mayor, con valores

superiores a los 30ºC, alcanzándose en junio siempre valores superiores a los 35ºC. Además, en este mes, no se registraron valores negativos, de modo que los procesos estarían relacionados con la actividad de la termoclastia.

La temperatura en el escarpe de solana.

La temperatura media anual registrada en la oquedad de la pared "Sur" varía entre los 15,8ºC (2010) y los 18,9ºC (2012). Las temperaturas máximas absolutas mensuales oscilan entre 16,5ºC y 34,9ºC, registrándose estos valores más altos siempre en el mes de agosto (Fig. 3). Por su parte, la temperatura mínima absoluta nunca ha descendido de los 0ºC. Los valores más bajos, que se registran en los meses invernales, se mantienen generalmente entre los 2 y 5ºC, y tan sólo en enero de 2010 se midió el dato más bajo: 0,45ºC; mientras que los valores más altos de las mínimas absolutas mensuales han llegado a alcanzar los 20,04ºC (agosto de 2013).

La amplitud térmica en la pared Sur.

Los valores de temperatura extremos mensuales (mínimas y máximas absolutas) determinan una oscilación térmica apreciable en la ladera encarada a solana (Fig. 3). Así, la amplitud extrema mensual se mantiene relativamente constante entre valores mínimos superiores a 12ºC y valores máximos en torno a los 23ºC. La oscilación térmica más baja se corresponde con los meses estivales (generalmente en el mes de julio), mientras que la más alta coincide con el mes de octubre, seguido de febrero o noviembre.

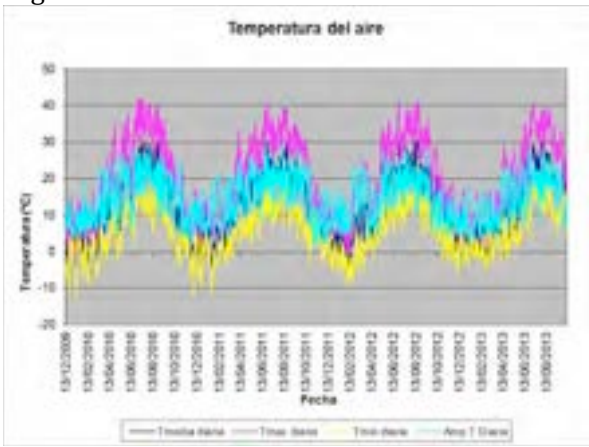


Fig. 2. Temperaturas diarias del aire.
Fig. 2. Daily air temperature.

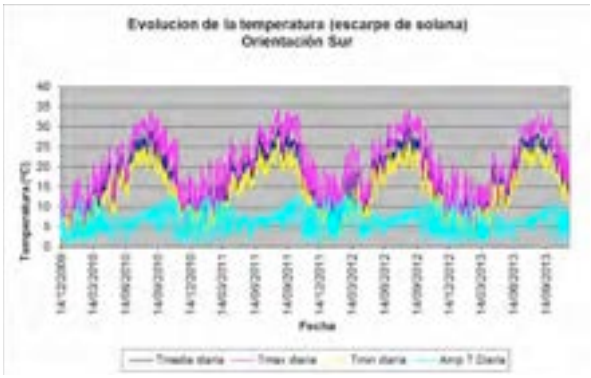


Fig. 3. Temperaturas diarias en la pared orientada al sur.
Fig. 3. Daily temperature in the south facing scarp.



Fig. 4. Temperaturas diarias en la pared orientada al norte.
Fig. 4. Daily temperature in the north facing scarp.

*La temperatura en el escarpe de umbría***.**

La temperatura media anual de la pared de orientación norte, a diferencia de la "pared" de solana, es sensiblemente inferior, oscilando entre 11,6ºC (2010) y 13,4ºC (2011). Asimismo, las temperaturas máximas absolutas mensuales registradas varían entre 6,6ºC (en los meses invernales) y 25,1ºC, durante el verano. Por otro lado, tampoco, se ha registrado ninguna temperatura negativa en la pared encarada al norte. Las temperaturas mínimas absolutas mensuales oscilan entre el valor más bajo de 0,23ºC (en febrero de 2012) y el más alto de 18,14ºC (en julio de 2010).

La amplitud térmica en la pared Norte.

Las oscilaciones térmicas en la pared expuesta a la umbría (exposición Norte) son más atenuadas (Fig. 4). La amplitud térmica extrema mensual apenas varía de 5ºC de diferencia entre los valores extremos. En general, a lo largo del periodo de observación, la amplitud térmica más baja (en torno a los 5-7ºC) ocurre en los meses invernales, mientras

que la más alta (11-12ºC) se registra los meses de mayo y junio.

Discusión y conclusiones

El estudio ha mostrado que las temperaturas máximas absolutas son del orden de 10ºC superiores en el escarpe de solana. En cambio, las temperaturas mínimas absolutas son parejas en ambas orientaciones. De igual modo el escarpe orientado a solana soporta cambios bruscos de temperatura más intensos, y son más extremos en los meses invernales. Algunos autores ya señalaron que las vertientes ruiniformes del cañón, producidas a causa del derrumbamiento de bloques, parece que indicarían una causa climática al estar expuestas estas laderas a cambios más bruscos de temperatura (Eraso et al., 1980), aunque también coinciden buzamientos favorables. Por otro lado, las temperaturas han revelado, tanto en exposición Sur como en Norte, la ausencia de temperaturas negativas, a pesar de que la temperatura del aire mostró numerosos días con temperaturas inferiores a 0ºC. Según estos valores podría interpretarse que la acción de los procesos de hielo-deshielo (o crioclastia) no estaría afectando a las paredes rocosas del cañón o estaría muy limitada. Algunos desprendimientos recientes ocurridos entre los meses de octubre y mayo de 1999 estuvieron precedidos de temperaturas mínimas diarias del aire negativas, que favorecieron frecuentes ciclos de hielo-deshielo junto con precipitaciones regulares (Tanarro y Muñoz, 2012). Si bien, recientes estudios, a partir de medidas de temperatura tomadas directamente en grietas, parecen mostrar la nula incidencia geomorfológica de los ciclos de hielo-deshielo en la superficie de rocas, a pesar de sí que se registraron en la temperatura ambiente (Díez Herrero et al., 2017). Al mismo tiempo, estos autores, señalan el papel preponderante que puede tener la termoclastia, en especial cuando la amplitud térmica diaria alcanza más de 15°C y con velocidades de cambio superiores a 0,2ºC por minuto (Díez Herrero et al., 2017). En el cañón del Duratón, el escarpe orientado al Sur ha registrado amplitudes térmicas extremas mensuales considerables en relación con el escarpe orientado al Norte, donde en la mayoría de los meses es superior a 15ºC. En el vecino cañón del río Cega al norte de Pajares, Moreno Sanz (1988) indicaba que "la ladera orientada hacia poniente presenta una mayor acumulación de derrubios y de su funcionalidad actual da cuenta el hecho de que durante las primeras horas de la noche, en los largos y soleados días del verano, se pueden oír los chasquidos atribuidos a la termoclastia y el rodar de los materiales desprendidos".

En conclusión el estudio ha permito mostrar un comportamiento diferencial acusado de la temperatura en el interior de las paredes de solana y umbría en el cañón del Duratón, aunque sería conveniente monitorizar la temperatura en grietas.

Bibliografía

Díez-Herrero, A., Vegas, J., Carcavilla, L., García-Cortés, A., Gómez-Heras, M. 2017. Resultados finales de la monitorización del LIG del Icnofósil del Gusano gigante (P.N. de Cabañeros) para el establecimiento de geoindicadores en la gestión del patrimonio geológico. En Carcavilla, L., Duque-Macías, J., Giménez, J., Hilario, A., Monge-Ganuzas, M., Vegas, J., Rodríguez, A. (Eds). Patrimonio geológico, gestionando la parte abiótica del patrimonio natural. Cuadernos del Museo Geominero, nº 21. IGME, Madrid, 163-168.

Eraso, A.; Graiño, S.; Alonso, F.; Bullón, T.; García, R.; López-Acevedo, V.; Santos, V.; Torres, T.; Pedraza, J., Morell, H.; Castello, R., Mora, J. 1980. Estudio del karst del Cañón del Duratón (Segovia). Kobie, 10: 53-127.

Gunzburger, Y., Merrien-Soukatchoff, V., Guglielmi, Y. 2005. Influence of daily surface temperature fluctuations on rock slope stability: case study of the Rochers de Valabres slope (France). International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 42(3), 331-349.

Matsuoka, N. 2008. Frost weathering and rockwall erosion in the southeastern Swiss Alps: Long-term (1994-2006) observations. Geomorphology, 99, 353-368.

Moreno Sanz, F. 1988. Zonas kársticas en la vertiente Norte de la Sierra de Guadarrama. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Madrid. 724 págs.

Tanarro, L. M. y Muñoz, J. 2012. Rockfalls in the Duratón canyon, central Spain: Inventory and statistical analysis. Geomorphology, 169-170, 17-29.

3
Geomorfología litoral

Déficit sedimentario y erosión en una pequeña flecha (*Trailing spit*)

R. Blanco-Chao, M. Costa-Casais, D. Cajade-Pacual, G. Gómez-Rey

Departamento de Xeografía, Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, Galicia

SEDIMENTARY DEFICIT AND EROSION IN A SMALL TRAILING SPIT: Using a set of 32 images between 1945 and 2017, we studied the morphodynamics of a small island in the Ría de Arousa, NW Spain. We found that the island show a movement of rotation with a cycle between 7 and 9 years, alternating a shift towards the east and the west. The rotation operates through a mechanism of sediment transfer between the western and eastern flanks, keeping the axis of the lobe between 4º and 26º E. The mechanism responds to the propagation of the open sea waves inside by means of two diffracted trains at the entrance of the Ria. Between 1984 and 1989 the island experienced an anomalous westward rotation. This anomaly was possibly due to a decrease in wave height in open waters, which generated the sequestration of a large volume of sediment in a submarine lobe, causing a sedimentary deficit and the triggering of a severe erosive stage

Palabras clave: *trailing spit, erosion, difracción, NO España.*
Key words: *trailing spit, erosion, difraction, NW Spain.*

Introducción

El islote Guidoiro Areoso forma parte de un conjunto de bajos situado en el interior de la Ría de Arousa, sita en la costa atlántica de Galicia (Fig. 1), formando parte estructural de la Isla de Arousa, de la que actualmente están separados por un estrecho de aproximadamente 1 km de ancho con una profundidad entre 5 y 7 m. Hacia el norte la profundidad aumenta rápidamente hasta los 20-25 m. Hacia el oeste los bajos están limitados por un escarpe más pronunciado que corresponde con el paleovalle del rio Ulla.

La isla se divide en dos sectores, el sur es rocoso con 290 m de largo y unos 160 de anchura máxima, cubierto por dunas vegetadas con una altura máxima de 11 m sobre el nivel medio del mar actual. El sector norte tiene unos 300 m de largo y un ancho máximo de 240 m, y se trata casi por entero de un lóbulo arenoso con dunas cuya altitud no supera los 9 m.

Debido a su situación en el interior de la ría, se trata de un área de baja energía del oleaje. En aguas abiertas, de acuerdo a los datos del punto SIMAR 1043070 el 70% del oleaje se caracteriza por alturas significantes entre 1 y 2.5 m, y periodos entre 8 y 10 seg. La altura máxima en invierno y otoño puede alcanzar los 11 m. El 88% del oleaje es de componente O y NNO.



Fig. 1. Localización del islote Guidoiro Areoso en la Ría de Arousa
Fig. 1. Location of the Guidoiro Areoso island inside the Ria of Arousa.

Métodos

Se ha utilizado un conjunto de 32 imágenes entre los años 1945 y 2017 con el objeto de analizar el movimiento del lóbulo arenoso

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

norte. Las imágenes incluyen fotogramas estéreo, ortofotos e imágenes de satélite. La diversidad de resoluciones espaciales, desde 1.5 cm a 60 m dificulta encontrar un elemento común que pueda ser utilizado para la detección de los cambios costeros en toda la secuencia, por lo que en base a las características de cada imagen se definieron dos elementos: la extensión de la duna vegetada, y la orientación general del lóbulo arenoso norte.

La extensión de la duna vegetada pudo ser cartografiada con precisión tanto en fotografías aéreas en color y blanco como en las imágenes descargadas de Google Earth y en las escenas de SPOT. La orientación del lóbulo se definió mediante el eje de máxima longitud en cada imagen, desde el itsmo que divide la isla hasta su extremo norte. Se calculó la orientación de la línea desde el norte geográfico, dando valores positivos a las orientaciones este y negativos a las oeste. Para la orientación del lóbulo se utilizaron todas las imágenes disponibles, ya que incluso con la resolución más baja de 60 m fue posible determinar la orientación general del lóbulo.

Resultados

En trabajos previos (Blanco Chao et al, 2015, 2016) y mediante las imágenes aéreasde mayor resolución, se verificó que el lóbulo norte del islote presentaba un comportamiento morfodinámico caracterizado por una rotación este-oeste. La incorporación de las imágenes de satélite y el cálculo de la orientación del eje del lóbulo permitió detectar que se trata de un movimiento cíclico con un periodo entre 7 y 9 años y una amplitud de unos 22º (Fig. 2).

Disponemos de solamente tres imágenes anteriores a 1980. En las dos primeras imágenes (1945 y 1956) la geometría del lóbulo y de la duna vegetada difiere notablemente de la de los periodos sucesivos, con un lóbulo más corto en el eje norte-sur y más ancho en el eje este-oeste.

Entre 1977 y 1980 el lóbulo inició un movimiento hacia el oeste que alcanzó una posición máxima de 8º O entre 1984 y 1989, generando un nuevo lóbulo submarino progradante sobre el escarpe norte, sobre el

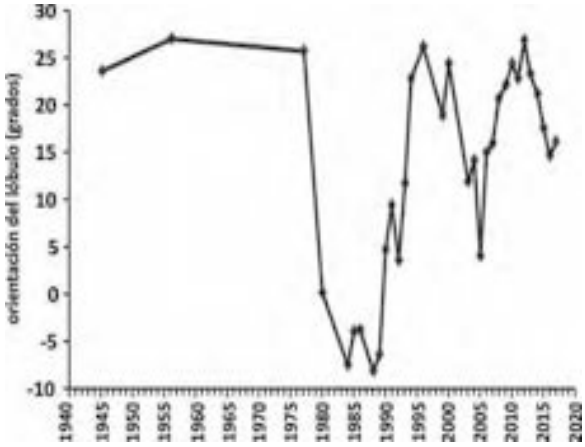


Fig. 2. Cambios en la orientación del lóbulo arenoso. Orientaciones positivas: este; negativas: oeste

Fig. 2. Changes in the orientation of the sand lobe. Positive orientations are eastward and negative are westward.

que se situó la parte subaérea del lóbulo. Posteriormente a 1990 el lóbulo mantuvo una rotación cíclica entre los 4º y los 26º E, sin volver a ocupar la posición extrema del periodo 1980-1989. El lóbulo submarino occidental queda por tanto abandonado, con un volumen de arena estimado en unos 9000 m3. La formación del lóbulo submarino occidental estuvo acompañada de una progradación general de unos 30 m hacia el norte del cuerpo sedimentario submarino (Blanco-Chao et al, 2016).

Discusión

El lóbulo norte de Guidoiro Areoso puede definirse como una pequeña flecha tipo "trailing spit" o "comet tail spit", formado tras una isla (Bird, 2008). Se trata de una forma de deriva sedimentaria con el extremo sur anclado en el sector rocoso y un extremo norte libre, cuyo desarrollo está limitado por el rápido aumento de profundidad del escarpe norte, donde los sedimentos forman una estructura tipo *"foreset"* con una pendiente entre 25º y 32º. Tanto la batimetría como los perfiles acústicos realizados (Blanco-Chao et al, 2016), revelan que la acumulación sedimentaria en el conjunto de los bajos se produjo mediante una progradación hacia el norte, sugiriendo la existencia de una deriva preferente en dicha dirección durante su formación. La forma del lóbulo norte responde igualmente a una deriva dominante hacia el norte. El análisis del patrón de oleaje apoya

esta conclusión, dado que las olas propagadas en el interior de la ría desde mar abierto experimentan una fuerte difracción al norte de la isla de Sálvora, generando un tren de olas en dirección NE. Al SE de Sálvora se genera un segundo tren de olas difractadas que viajan en dirección NW. El tren de olas oriental se propaga por el canal entre la Isla de Arousa y Guidoiro Areoso, difractándose el extremo oeste de las olas sobre los bajos arenosos del islote. El tren de olas occidental rompe en su mayor parte sobre una alineación de bajos rocosos, pero un paso de unos 90 m de ancho genera un nuevo foco de difracción que se propaga hacia el NE (Fig. 3).

El patrón más común del oleaje es por tanto favorable al transporte sedimentario hacia el norte. La rotación cíclica del lóbulo arenoso entre los 4º y los 26º E ha de estar relacionado por tanto con las tasas de transporte y el ángulo de aproximación del oleaje.

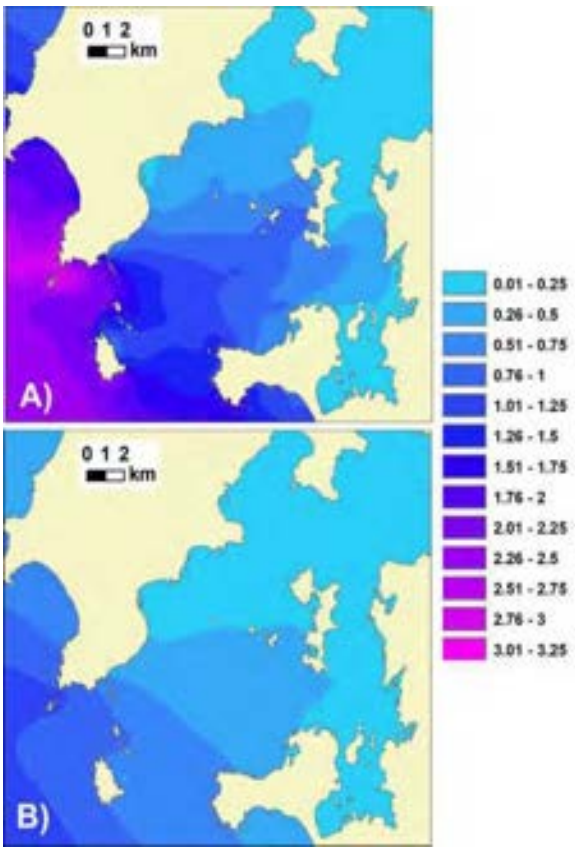


Fig. 3.Modelo SWAN de propagación del oleaje, en ambos casos de componente NO. A) Hs en aguas abiertas = 2.5- 3 m. B) Hs = 1.1 m.
Fig. 3. SWAN model of wave propagation from the NW. A) HS in open waters = 2.5- 3 m. B) Hs = 1.1 m .

El equilibrio entre transporte y sedimentación en una fleche con suficiente disponibilidad sedimentaria se produce con una aproximación del oleaje de aproximadamente 45º (Zenkovich, 1967; Petersen et al,2008). La posición modal del eje del lóbulo se encuentra entre 4º y 26º E, extremos para los que el ángulo de equilibrio en la aproximación del oleaje se sitúa entre los 240º y 160º respectivamente. Estas direcciones de aproximación son las más frecuentes al responder al patrón de difracción que afecta a las olas que se propagan en el interior de la ría. La rotación cíclica y la transferencia de sedimento entre los flancos parecen responder por tanto a un equilibrio dinámico entre el transporte y la deposición en una flecha con una disponibilidad sedimentaria muy limitada.

Partiendo de una posición 4º E (Fig. 4), el ángulo de aproximación del oleaje correspondiente al foco de difracción generado en los bajos al oeste del islote se encuentra muy próximo a los 45º de máxima capacidad de transporte. Se produce entonces un transporte de sedimento hacia el extremo de la flecha, en donde la difracción facilita la transferencia al flanco oriental del islote. A medida que el lóbulo rota hacia el este, el ángulo de incidencia aumenta progresivamente en el flanco oeste, reduciéndose la capacidad de transporte. Por el contrario, en el flanco este el ángulo de incidencia del oleaje se reduce progresivamente hasta aproximarse a los 45º cuando el eje del lóbulo alcanza la posición de 26º E. Es entonces cuando el máximo transporte se produce en el flanco oriental, y el lóbulo inicia una nueva rotación hacia el oeste. La posición extrema del lóbulo en el periodo 1984-1989 puede estar relacionada con un cambio en el régimen de oleaje dominante. Dado que la propagación del oleaje de aguas abiertas en la ría alcanza el islote tras una fuerte difracción, independientemente de la dirección de aproximación en aguas abiertas, el cambio en el régimen de oleaje pudo responder a un descenso del oleaje en aguas abiertas, y un reforzamiento del mar de viento generado localmente en el interior de la ría. El mar de viento generado en la ría es siempre de escasa altura, y solo existe fetch suficiente, hasta 10 km, para que vientos de

componente norte generen oleaje, si bien de muy pequeña longitud de onda. Al norte del islote Areoso se localiza un extenso polígono de bateas de cultivo de mejillón, que a diferencia de lo que ocurre con el oleaje más largo propagado desde aguas abiertas, interfiere con el mar de viento local, atenuando su propagación hacia el islote. La configuración de los bajos de Guidoiros como un relieve submarino aislado, rodeado por escarpes abruptos y desconectado de la Isla de Arousa, sugiere que el aporte de sedimento a los fondos submarinos y al islote Areoso solo puede ser de origen local. Al no existir posibilidad de incorporar sedimento desde el continente, el sistema tiene una disponibilidad sedimentaria limitada.

Durante la rotación anómala de 1984-1989 se generó el lóbulo submarino occidental, con un volumen de sedimento calculado entre 8000 y 9000 m^3, procedentes de la zona de acción del oleaje en el flanco oeste del islote. Desde finales del s.XX el flanco occidental experimenta unas altas tasas erosivas, causadas por un déficit sedimentario conforme la playa occidental se veía progresiva-mente rebajada y reducida en superficie. Desde el año 2000, la rotura de las dunas que conectaban los sectores norte y sur del islote modificó la dinámica del islote que ahora funciona mediante dos mecanismos: el retroceso de la mitad sur del flanco norte y la rotación de la mitad norte del lóbulo arenoso. El retroceso de la mitad sur ha sido sostenido desde el año 2000, con una tasa variable entre 0.36 y 5.37 m/año.

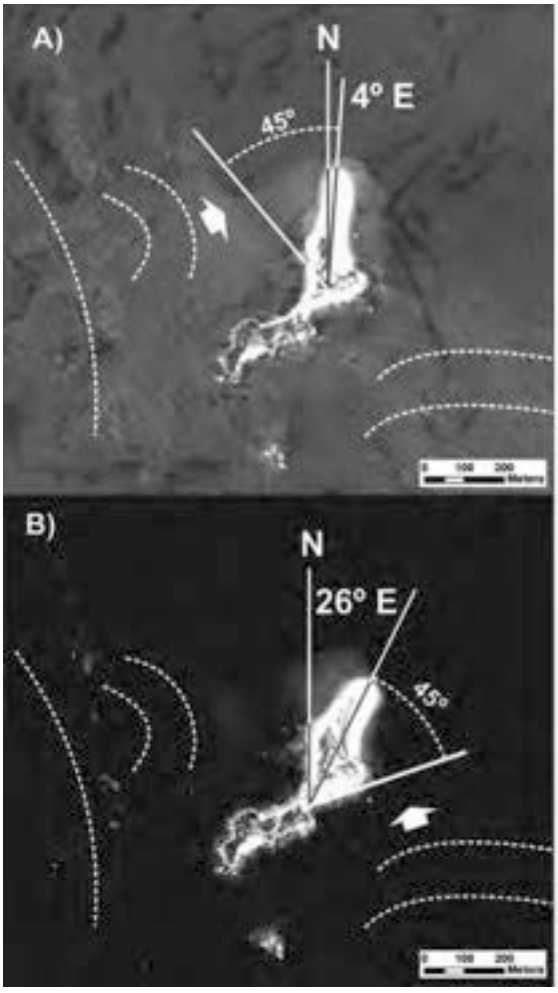


Fig. 4. Posición del lóbulo en su posición modal de 4º E (A) y 26º E (B).
Fig. 4. Modal positions of the lobe with at 4º west (A) and 26º east (B).

Conclusiones

El islote Guidoiro Areoso puede definirse como una flecha de tipo "*trailing spit*" o "*comet tail spit*", con una morfodinámica caracterizada por la rotación del lóbulo arenoso en ciclos de 7-9 años. La rotación está controlada por el ángulo de aproximación de dos trenes de olas difractadas. El islote ha experimentado una severa y continua erosión desde finales del S. XX, tras un periodo de rotación anómala hacia el oeste, relacionada con una atenuación del oleaje propagado desde aguas abiertas. La erosión se debe esencialmente al secuestro de un gran volumen de sedimento en el lóbulo submarino formado entre 1984 y 1989, y a la falta de aportes de sedimento en el flanco oeste del islote, lo que resulta en el rebaje y reducción de la playa y el retroceso severo del frente dunar.

Agradecimientos

A Pablo Carracedo de Meteogalicia por la elaboración de los modelos SWAN.

Bibliografía

Bird, E.C.F. 2008. Coastal Geomorphology: An Introduction. Wiley, Chichester, 436 pp.

Blanco Chao, R., Costa Casais, M., Rey Garcia, J.M., Vilaseco Vázquez, X.I. 2015. Erosión costera en yacimientos arqueológicos: Guidoiro Areoso, Ria de Arousa, Galicia. Geotemas, 15, 1-4.

Blanco Chao, R., Costa Casais, M., Cajade Pascual, D. 2016. Morfodinámica y geoarqueología de un islote arenoso (Ria de Arousa, Galicia). En Durán Valsero, J.J., Montes Santiago, M., Robador Moreno, A. y Salazar Rincón, A. (eds) Comprendiendo el relieve; del pasado al futuro. Instituto Geológico y Minero, Madrid, 467-473.

Petersen, D., Deigaard, R., and Fredsoe, J. 2008. Modelling the morphology of sandy spits, Coastal Engineering, 55, 671–684.

Zenkovich, V.P. 1967. Processes of coastal development. Oliver & Boyd, London, 738 pp.

Comparativa de la determinación de la línea de costa obtenida a través de productos fotogramétricos (ortoimágenes y modelos estereoscópicos digitales)

J. Fernández-Lozano, J. Remondo, J. Bonachea, M. Morellón, J.R. Díaz de Terán, P. Sainz-Baranda, A. Cendrero y A. González Díez

Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria, Santander, Cantabria

PHOTOGRAMMETRIC ORTHOIMAGES AND DIGITAL STEREOSCOPIC MODELS FOR COMPARISON AND ACCURATE CHARACTERIZATION OF COASTLINES: Coastlines represent an important administrative and economic geomorphic border. They are dynamic boundaries, strongly influenced by natural and anthropic processes, which modify their natural dynamics. Most studies focused on the coastline determination using aerial orthoimages and altimetry criterion, excluding the analysis of geological landforms. Digital Stereoscopic Models, based on geomorphologic criteria, can help to better define this boundary. We performed the geomorphological analysis of a small sector of the Cantabrian coast that contributes to improve the establishment of the coast-continent boundary. Different criteria were used to characterise the coastline over historic orthoimages. Whereas differences in shoreline position were small in areas characterised by the presence of beaches, major variations were observed over the rocky coasts, significantly increasing over the convex sectors and decreasing on concave and straight areas. Our results pointed out to strong differences that suggested the importance of using suitable tools for an accurate and reliable coastline determination.

Palabras clave: *costa cantábrica, línea costa, ortoimágenes, imágenes estereoscópicas, cartografía litoral.*
Key words: *Cantabrian Coast, coastline, orthoimages, Digital Stereoscopic Models, coastal mapping.*

Introducción

En los últimos 50 años, se ha producido en nuestro país una importante presión demográfica sobre las zonas costeras (alcanzando el 44% de la población en 2010; Barragán y Andrés, 2016). Esta interacción entre población, actividades y procesos naturales ha llevado a plantear la necesidad de establecer una gestión adecuada del entorno litoral a nivel mundial (Pilkey y Hume, 2001; Li y Damen, 2010). Los cambios producidos en los últimos años a lo largo de la costa, como resultado de esta interacción, obligan a definir un marco global de ordenación territorial que permita el desarrollo de políticas económicas eficientes y una correcta gestión administrativa.

Es por ello por lo que resulta evidente la necesidad de establecer una serie de criterios que permitan trazar la línea de costa de una manera precisa y unívoca (Casal et al., 2010; Ojeda Zújar et al., 2013). Con frecuencia la línea de costa se ha definido como el límite entre la superficie emergida y la oceánica (Dolan et al., 1980). Esta definición, un tanto general, responde a la interacción de procesos naturales y antrópicos como el oleaje y las corrientes, los cambios de nivel del mar, el suministro de sedimentos, la morfología costera y la intervención humana (Dolan y Bosserman, 1972; Anders y Byrnes, 1991; Kermani et al., 2016).

En la determinación de la línea de costa se hace imprescindible el empleo de mapas, imágenes aéreas y modelos digitales de elevaciones donde deben ser comparados, al menos, dos periodos temporales, de forma que permitan observar los cambios morfológicos ocurridos (Dolan et al., 1979; Anders y Byrnes, 1991; Overton et al., 1996; Mills et al., 2005; Del Río y Gracia, 2013).

Sin embargo, la mayoría de los trabajos establecen unos criterios cartográficos a partir de imágenes bidimensionales rectificadas fotogramétricamente que limitan la identificación de aspectos morfológicos de interés. Para evitar esta pérdida de información geomorfológica es necesario el empleo de imágenes estereoscópicas que permitan una eficaz determinación de la línea de costa, mejorando el análisis y la precisión en la cartografía, a través del estudio de las variaciones geomórficas que se producen como

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

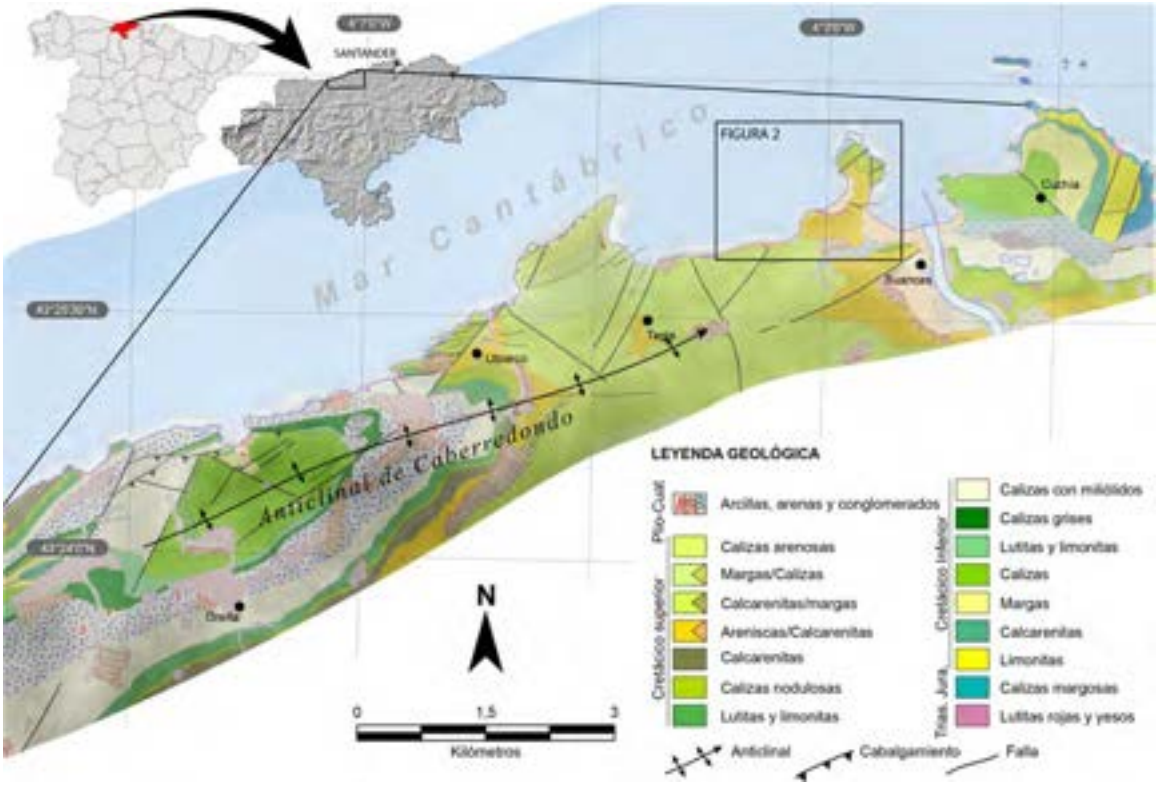


Fig. 1. Mapa geológico del sector de la costa cantábrica estudiada.
Fig.1 Geological map of the studied sector of the Cantabrian coastline.

como resultado de los procesos de erosión-sedimentación que
afectan al medio litoral.

En nuestro país, la línea de costa alcanza los 7880 km, de los cuales 211 km corresponden a Cantabria. Las diferencias morfoclimáticas existentes entre los distintos sectores litorales (i.e. Atlántico, Cantábrico y Mediterráneo), dominadas por fuertes contrastes, exigen un tratamiento de la información detallado, acorde a las necesidades planteadas por cada entorno geográfico particular. Con este fin, se ha llevado a cabo la delimitación dela línea de costa de un sector del litoral cantábrico, comprendido entre los acantilados de Ubiarco y el estuario del río Pas, que permita establecer una serie de rasgos identificativos que faciliten su cartografía y determinación, de manera que contribuya a mejorar la gestión administrativa y económica de este dominio.

Marco geológico

La zona de estudio se sitúa a lo largo del anticlinal de Caberredondo y el flanco norte del sinclinal de Santillana, situado más al sur (Fig.1). Ambas estructuras, vergentes al norte, presentan una orientación predominante ENE-OSO, y están constituidas por rocas del Cretácico. Este conjunto de materiales mesozoicos plegados es el resultado de la inversión tectónica sufrida por la Cuenca Vasco-Cantábrica, ocurrida durante la orogenia alpina, e iniciada hace 55 millones de años. La presencia de cabalgamientos alpinos provoca una fuerte tectonización en la zona, invirtiendo parcialmente la serie del Cretácico inferior y contribuyendo, junto con el eustatismo, en el desarrollo y evolución de las plataformas de abrasión colgadas y retocadas por la acción erosiva marina.

La secuencia costera cretácica se caracteriza por la presencia de calizas arrecifales con rudistas, calcarenitas, arenas y margocalizas con micraster que abarcan parte del Cretácico inferior y superior. Las variaciones de competencia entre estos materiales contribuyen de forma activa en el avance y retroceso del margen costero, condicionando el grado de erosión que sufre el litoral.



Fig. 2. Comparación del trazado de la línea de costa para distintos periodos de tiempo sobre un sector de la costa cántabra situado en Suances. Imagen color SCGC-PNOA (2014).
Fig.2. Coastlines for a sector of the Cantabrian coast in the area of Suances for a different time-span. Color image SCGC-PNOA (2014).

Además, los relieves calcáreos están afectados por procesos de carstificación que dan lugar a campos de dolinas y lapiaces cubiertos a lo largo de la franja costera.

Método

En este trabajo se ha realizado una cartografía aérea del límite costero mediante la comparación de dos juegos de imágenes aéreas del Vuelo Americano de 1946 y PNOA 2014 (Fig.2), con el modelo estereoscópico digital obtenido a partir de los fotogramas PNOA 2014, todos ellos adquiridos por el Servicio de Cartografía del Gobierno de Cantabria.

El estudio de estos dos periodos temporales constituye un punto de partida de interés al trabajar con imágenes que presentan rangos de resolución y color muy diferentes, contribuyendo a proporcionar una serie de rasgos que faciliten el uso de series de imágenes modernas y antiguas para el análisis y determinación de los cambios producidos en la evolución de la línea de costa.

El objetivo es poder identificar una serie de elementos que permitan establecer estos cambios, contribuyendo a mejorar el estudio y gestión de la costa cántabra

Resultados y discusión

El grado de resolución de las imágenes tiene una gran importancia a la hora de realizar estimaciones sobre la línea de costa. Las imágenes de 1946, por la reducida resolución y su deficiente georreferenciación, obligan a establecer unos límites concretos, basados en las variaciones de color y reflectancia de la imagen –como el límite inferior del borde marino situado en la playa de cantos-contacto con el agua o costa acantilada y el límite superior de la vegetación–. Sin embargo, las imágenes digitales modernas gracias a su mayor resolución permiten definir los límites con mayor precisión. No obstante, la delimitación mejora ostensiblemente cuando se trabaja sobre los modelos estereoscópicos. Estos permiten una fotointerpretación precisa al trabajar en relieve. La cartografía sobre estos modelos facilita la localización de elementos geomorfológicos como deslizamientos y dolinas en materiales competentes y la

formación de cárcavas en materiales incompetentes. Se observan marcadas variaciones en la ubicación de la línea costera, significativamente mayores en las zonas con costa rocosa cóncava e insignificantes en la playa de los Locos. Estos cambios responden a una mala georreferenciación de las imágenes antiguas, así como a la modificación de la línea de costa debida a procesos costeros que complican la determinación precisa de este límite (Fig.2).

En general, la posición de la línea de costa puede variar de forma estacional, entre el verano y el invierno, y de manera habitual debido a las condiciones de tormenta (Anders y Birnes, 1991). Esto obliga a establecer un límite costero basado en las rápidas variaciones observadas entre los niveles extremos de marea, que configuran el nivel alto y bajo de la costa (Feedman y Higgins, 2003; Casal et al., 2010). Ante el complejo desafío que supone establecer este límite (Boak y Turner, 2005), variable de unas regiones costeras a otras, se hace necesario establecer una serie de criterios que incorporen los cambios geomorfológicos producidos sobre la franja costera, de manera que permitan distinguir los diferentes elementos del relieve sobre los que pueda ser definida, de una forma sistemática y rigurosa, la línea de costa. El empleo de unos criterios sintéticos y funcionales, basados en los cambios geomorfológicos registrados a lo largo de un rango temporal suficientemente amplio, permite su aplicación a la hora de determinar el avance y retroceso de la línea de costa, de manera que contribuya a simplificar y mejorar el proceso cartográfico.

Conclusiones

Una correcta determinación de la línea de costa es de vital importancia para la adecuada gestión administrativa del territorio. El empleo de imágenes áreas por sí solas no permite un adecuado tratamiento de la imagen, al dificultar la observación de los rasgos morfológicos principales que gobiernan el avance o retroceso de este límite. Por lo tanto, el uso de modelos estéreos-ópicos y el análisis geomorfológico pueden proporcionar una correcta descripción e identificación del límite costero, contribuyendo a una mejor gestión administrativa y económica de la franja litoral en Cantabria.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos CGL2017-82703-R y PAR-29.P052.64004. Los autores desean agradecer al Servicio de Cartografía del Gobierno de Cantabria por el acceso a las imágenes y la información necesaria para el tratamiento fotogramétrico de las imágenes.

Bibliografía

Anders, F.J. y Byrnes, M.R. 1991. Accuracy of shoreline change rates as determined from maps and aerial photographs. Shore and Beach 59 (1), 17-26.

Barragán, J.M. y Andrés, M. 2016. Aspectos básicos para una gestión integrada de las áreas litorales de España: conceptos, terminología, contexto y criterios de delimitación. Revista de Gestão Costeira Integrada-Journal of Integrated Coastal Zone Management, 16 (2), 171-183.

Boak, E.H. y Turner, I.L. 2005. Shoreline definition and detection: a review. Journal of coastal research 688-703.

Casal, G., Sánchez-Carnero, N. y Freire, J. 2010. Generación de una línea de costa digital de Galicia (NW España) a gran escala, utilizando fotointerpretación y segmentación dinámica. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles (53), 7-19.

Del Río, L. y Gracia, F.J. 2013. Error determination in the photogrammetric assessment of shoreline changes. Natural hazards 65 (3), 2385-2397.

Dolan, R. y Bosserman, K. 1972. Shoreline erosion and the lost colony. Annals of the Association of American Geographers 62 (3), 424-426.

Dolan, R., Hayden, B. y Felder, W. 1979. Shoreline periodicities and linear offshore shoals. The Journal of Geology 87(4), 393-402.

Dolan, R., Hayden, B.P., May, P. y May, S. 1980. The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs. Shore and beach 48 (4), 22-29.

Freedman, J. y Higgins, M. 2003. What Do You Mean by High Tide? The Public Trust Doctrine in Rhode Island. Proceedings of the 13th Biennial Coastal Zone Conference, Baltimore, MD.

Kermani, S., Boutiba, M., Guendouz, M., Guettouche, M.S. y Khelfani, D. 2016. Detection and analysis of shoreline changes using geospatial tools and automatic computation: Case of jijelian sandy coast (East Algeria). Ocean & Coastal Management 132, 46-58.

Li, X. y Damen, M.C. 2010. Coastline change detection with satellite remote sensing for environmental management of the Pearl River Estuary, China. Journal of Marine Systems 82, S54-S61.

Mills, J.P., Buckley, S.J., Mitchell, H.L., Clarke, P.J. y Edwards, S.J. 2005. A geomatics data integration technique for coastal change monitoring. Earth Surface Processes and Landforms 30 (6), 651-664.

Ojeda Zújar, J., Díaz Cuevas, M.D.P., Prieto Campos, A. y Álvarez Francoso, J.I. 2013. Línea de costa y sistemas de información geográfica: modelo de datos para la caracterización y cálculo de indicadores en la costa andaluza. Investigaciones Geográficas (Esp) 60, 37-52.

Overton, M., Petrina, C. y Fisher, J. 1996. Determining shoreline position using historical photography and digital softcopy photogrammetry. ASPRS/ACSM Annual Convention And Expo. Technical Paper 1, 512-513.

Pilkey, O. H. y Hume, T.M. 2001. The shoreline erosion problem: lessons from the past. Water and Atmosphere 9 (2), 22-23.

¿Está la BAE Gabriel de Castilla amenazada por la erosión costera?

O. Luengo[1], J. Benavente [2], B. Rosado[3], A. De Gil[3] y M. Berrocoso[3]

[1] *Departamento de Fïsica Aplicada, Universidad de Cádiz, Puerto Real (Cádiz), Andalucía*
[2] *Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Cádiz, Puerto Real (Cádiz), Andalucía*
[3] *Departamento de Matemática, Universidad de Cádiz, Puerto Real (Cádiz), Andalucía.*

IS THE (ASB) GABRIEL DE CASTILLA BASE UNDER A COASTAL EROSION RISK?: Gabriel de Castilla Antarctic Base is located in Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica). The coastal front of this emplacement showed a retreating trend and an erosional escarpment appeared in the last decades. In order to identify coastal behaviour in this area during the 2017–18 Spanish Antarctic campaign, a beach monitoring program was carried out over three months by means of topographic profiles. Besides, a pressure transducer and an electromagnetic current meter were deployed at the end of the aforementioned transect, which allowed to obtain both wave and current data. The deployment period covered nearly two months relating topographic changes with the variations of incident energy. The data showed the scarce energy received by this beach despite the occurrence of three storm episodes. Topographic changes were small although some accreting episodes related to high-energy events. These preliminary results indicate that the possible coastal retreat is not actually related to oceanographic conditions.

Palabras clave: *Erosión de playas, riesgos costeros, Antártida*
Key words: *Beach erosion, coastal hazard, Antarctica*

Introducción

Las playas son uno de los sistemas naturales más variables y dinámicas, cuya morfología es controlada por la acción del viento, las mareas y el oleaje, lo que las mantienen en constante cambio. Aparte de estos ciclos de cambio temporal a corto plazo (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.

Por otro lado, en muchas de las playas actuales dichos ciclos han desaparecido o bien están alterados por la presencia de actividades antrópicas, sobre todo en el caso de playas turísticas. Esto es así en la mayoría de las costas templadas y cálidas a nivel mundial y son numerosos los estudios realizados analizando estos comportamientos. Sin embargo, cuando nos encontramos en costas de tipo polar, donde, aparte de los procesos antes mencionados, aparecen los procesos relacionados con el hielo, el análisis de la evolución se complica. Por otro lado, este tipo de costas han sido menos estudiadas y algunos de los procesos no han sido totalmente analizados (Barnes et al., 1993, Sessford et al., 2015).

El presente trabajo tiene como objetivo analizar las causas de la posible erosión costera que está sufriendo el frente marítimo de la Base Antártica Española (BAE) Gabriel de Castilla. Dicha base es una de las dos que tiene España en la región de la Antártida. Está situada en la isla Decepción, en el archipiélago de las islas Shetland del Sur.

Área de Estudio

La isla Decepción pertenece al archipiélago de las Shetland del Sur, en la Antártida. Se sitúa al noroeste de la península Antártica en el estrecho de Bransfield. Más del 50% de la isla está cubierta por glaciares, menores que los que cubren islas vecinas, en algunos casos cubiertos por los piroclastos generados por las erupciones (glaciares negros). La isla Decepción es el principal volcán activo de la cuenca del estrecho de Bransfield, que está relacionado con el rift del mismo nombre, que es una cicatriz de la corteza terrestre de unos 800 km de longitud, paralela a las Shetland del Sur y a la península Antártica. Dicha isla es la cima de un cráter volcánico, su forma es aproximadamente circular, con un diámetro medio de 15 km, con 18 km de norte a sur y 16 km de este a oeste. La base de este volcán, cuya erupción originó la isla en el período cuaternario, se encuentra a 850 m bajo el nivel del mar, con un diámetro de 25-30 km.

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

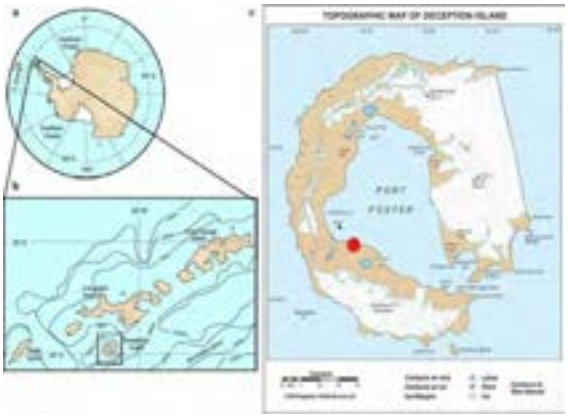


Fig. 1. Mapa del continente antártico (a) y de las Islas Shetlands del Sur (b), Isla Decepción (c).El punto rojo indica la presencia de la BAE Gabriel de Castilla. (Modificado de Amenábar et al., 2012).

Debido a un colapso de la caldera (Baker et al. 1975) o bien por la extensión generada por el sistema de fallas normales que cruzan la isla (Martí, 1996), se generó en su interior una gran bahía, llamada Puerto Foster.

Dicha bahía tiene una estrecha abertura de unos 150 m que comunica con el exterior denominada Fuelles de Neptuno. En el centro de dicha abertura se encuentra sumergido a 2 metros de profundidad un afloramiento rocoso que aún constriñe más la comunicación con mar abierto. Todos estos condicionantes definen el interior de la isla como una bahía de fetch limitado, debido a la dificultad para que el oleaje oceánico penetre dentro de Puerto Foster. Debido a la presencia en la isla de numerosas fuentes termales, la temperatura del agua de Puerto Foster es superior a la del mar exterior de la isla.

La marea es mixta con un comportamiento que oscila entre semi-diurno y diurno con un periodo quincenal y con rangos máximos de en torno a los 2 metros (Vidal et al., 2012).

Dentro de esta bahía aparecen una serie de playas entre las que destacan: Balleneros, Péndulo y Fumarolas, todas ellas constituidas por piroclasto ligeramente retrabajado por el mar y con un amplio desarrollo, con más de 20 metros de anchura.

La zona donde se encuentra la BAE Gabriel de Castilla presenta una pequeña playa de escasos metros en pleamar y limitada en su parte posterior por un acantilado labrado en depósitos piroclásticos de aproximadamente 2 metros de altura surcado por diversas cárcavas.

Metodología

A lo largo de la campaña antártica de 2018, durante los meses de enero y febrero se realizó un seguimiento de la playa que se desarrolla frente a la BAE Gabriel de Castilla.

Dentro de este seguimiento se incluyó la realización de un perfil situado frente a la base mediante la utilización de una estación total Leyca modelo TCR 403 con una periodicidad que osciló entre los 2 y los 10 días, dependiendo las condiciones de oleaje. Los levantamientos se llevaron a cabo desde principios de enero hasta principios de marzo de 2018.

En cuanto a las condiciones hidrodinámicas de la zona de rompiente, sensor de presión modelo Compact WH y un correntímetro de carácter electro-magnético modelo Compact EM, ambos de la compañía Alec. La instrumentación se situó, mediante un muerto fijo, en torno a la cota -1 por debajo del cero hidrográfico de forma que permanecieran siempre sumergidos.

Los instrumentos fueron programados para tomar datos durante los 10 primeros minutos de cada hora, muestreando medidas a 2 Hz en el caso de correntímetro, 4 Hz el sensor de presión.

Se realizaron diferentes periodos de fondeo, el primero de ellos fue durante dos días para el seguimiento de un temporal los días 12 y 13 de enero. Posteriormente se realizó un segundo fondeo entre los días 22 y 29 de enero. Finalmente se realizó un fondeo de un mes donde ambos equipos realizaron mediciones entre los días 2 y 24 de febrero cuando se agotaron sus baterías.

Resultados

Topografía

En la Figura 2 se muestran los perfiles más significativos obtenidos a lo largo del periodo de estudio. Nótese que en el periodo de seguimiento no ha podido establecerse la cota del nivel medio del mar para esta zona, pero a través de las observaciones se estimó que se podría situar en torno a la cota -5 referida al clavo que servía de referencia al perfil Los perfiles obtenidos a lo largo de los dos meses de seguimiento no mostraron grandes

variaciones. Los únicos cambios significativos registrados se produjeron en la zona más elevada del perfil, coincidiendo con la pequeña berma que aparece en la línea de lo que correspondería con la cota de máximo alcance del oleaje.

Se observa a través de los perfiles cómo a lo largo del seguimiento y desde el mes de enero se va construyendo la pequeña berma antes mencionada, tras la retirada de la banquisa invernal. Por otro lado, se observa como la playa activa, es decir, aquella que presenta cambios o intercambios de arena no se desarrolla más allá de los 15 metros desde el límite externo de la playa. Esto se debe a que tanto el intermareal bajo como el submareal está cubierto por una superficie de gravas bajo las cuales hay una capa de permafrost, lo que hace actuar a esta parte del perfil como una laja de tipo rocoso.

Hidrodinámica

A lo largo del periodo de seguimiento las condiciones energéticas registradas fueron bajas. Solo se registraron oleajes superiores a los 0,5 metros durante los episodios de ventisca, que fueron un total de tres. Durante dichos episodios las velocidades de viento eran superiores a los 45 nudos lo que generaba el oleaje de mayor importancia en esta bahía que ya hemos definido como de fetch limitado. A tenor de los registros de oleaje y fundamentalmente de sus periodos, que nunca superaron los 6 segundos, parece que al menos la zona de la base no está afecta por la llegada de oleaje oceánico que se filtre a través de los Fuelles de Neptuno (estrecho que comunica Puerto Foster con el mar abierto).

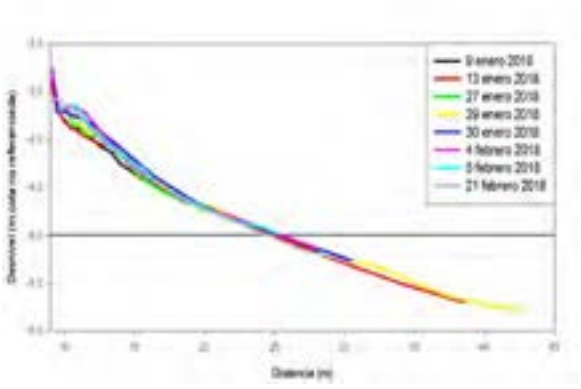


Fig. 2. Perfiles topográficos registrados durante el seguimiento. La línea negra continua representa el nivel medio del mar estimado. Se han mostrado aquellos perfiles con los cambios más significativos

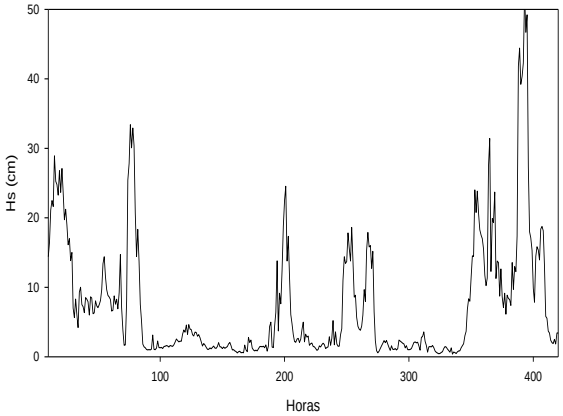


Fig. 3. Registro de la altura de ola significante obtenida entre los días 2 y 24 de febrero de 2018. Se observa como la mayoría del oleaje no supera los 5 cm de altura.

En la figura 3 se muestran los datos de oleaje del fondeo más largo comprendido entre los días 2 y 24 de febrero. Los otros dos periodos de fondeo a principios y finales de enero, registraron también eventos de alta energía pero que superaron escasamente el medio metro de altura.

En cuanto a las condiciones de corrientes en la zona de rompiente aparecen mostradas en la rosa de la figura 4. De nuevo se ha representado el registro más largo, correspondiente al periodo entre el 2 y el 24 de febrero, si bien los anteriores mostraban resultados similares.

Como se puede observar existe una componente fundamental de la corriente en la dirección E-W, fundamentalmente NE-SW que se corresponde con la dirección principal de llegada del oleaje en función de la alineación de la costa en este tramo de Puerto Foster (Fig. 1). También coincide con la dirección de llegada del citado oleaje durante los eventos de ventisca.

Este resultado se contrasta con lo observado en el terreno en cuanto a la morfología de la costa, pues es en dicha dirección en la que se desarrolla la flecha que cierra la Albufera de la Base Argentina, situada unos 500 m en dirección E respecto de la zona de estudio.

En cuanto a las corrientes que aparecen en el eje N-S se corresponderían con los flujos y reflujos del oleaje durante las condiciones de

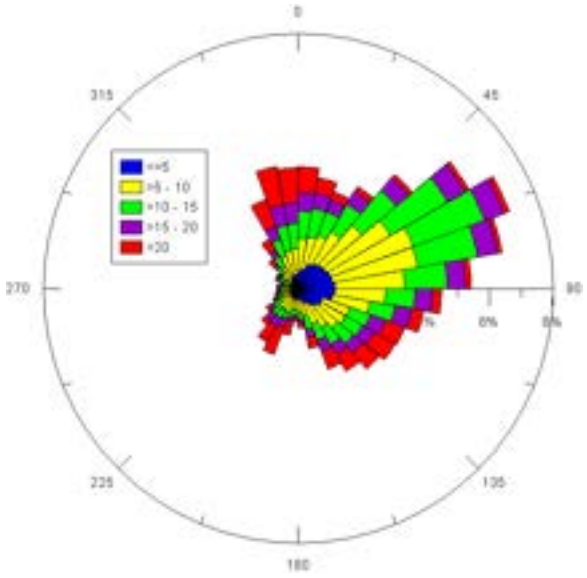


Fig. 4. Registro de las condiciones de corrientes en la zona de rompiente observadas entre los días 2 y 24 de febrero de 2018. La velocidad viene expresada en cm/sg.

bajamar, cuando el correntímetro estuviera muy cerca de las condiciones de emersión. Como se puede observar son los momentos dónde las corrientes adquieren velocidades superiores a los 20 cm/sg.

Discusión y conclusiones

La evolución y comportamiento observado en la playa objeto del presente seguimiento ha sido la típica ya definida para playas de fetch muy reducido, controladas por las variaciones del nivel del mar producidas por los temporales y las propias mareas durante las condiciones más extremas (Nordstrom y Jackson, 2012). Por otro lado, no se ha observado una erosión generada por los temporales, muy al contrario se observó cómo durante algunos de los episodios de ventisca se generaba, gracias al incremento de las corrientes longitudinales, una mayor llegada de sedimentos a la propia playa, resultando en algunos aumentos en la altura de la berma. Así ocurrió durante los temporales del 12 y del 28 de enero. Por otro lado se observó cómo la playa se comporta como si estuviera apoyada en una laja, constituida por el permafrost que constituye el intermareal bajo y el submareal donde no aparecen depósitos de sedimento.

Estos resultados preliminares parecen indicar que el posible retroceso costero no está relacionado con las condiciones oceanográficas durante los periodos en que la bahía se encuentra sin banquisa. Por otro lado, los procesos de deshielo observados en el área continental que dan lugar a la formación de cárcavas y procesos de piping parecen ser los procesos fundamentales en la erosión del acantilado. Procesos similares se han descrito en zonas árticas (Sessford et al. 2015). Se hace necesario, por tanto, un estudio integral de todos estos procesos y ahondar en el retroceso de la línea de costa para analizar el futuro de la base.

Agradecimientos

Los autores estamos muy agradecidos a la dotación de la BAE Gabriel de Castilla por su magnífica ayuda, sin la cual hubiera sido imposible la realización de este estudio. También agradecer a los incansables Ivan, Oier y Luis Felipe de la UGR por su ayuda en la realización de perfiles e instalación de los equipos oceanográficos.

Bibliografía

Amenábar, M.J., Flores, P.A, Pugin, B., Boehmwald, F.A., Blamey, J.M. 2013 Archaeal diversity from hydrothermal systems of Deception Island, Antarctica. Polar Biol (2013) 36: 373.

Baker, P.E., Mcreath, I., Harvey, M.R., Roobol, M.J. & Davies, T.G. 1975. The geology of the South Shetland Islands: V. Volcanic evolution of Deception Island. British Antarctic Survey Scientific Reports, No. 78, 81 pp

Barnes, P.W., Kempema, E.W., Reimnitz, E., Mccormick, M., Weber, W.S., Hayden, E.C. 1993. Beach profile modification and sediment transport by ice: an overlooked process on Lake Michigan, Journal of Coastal Research, 9, 1, 65-86.

Martí, J., Vila, J., Rey, J. 1996. Deception Island (Bransfield Strait, Antarctica): an example of a volcanic caldera developed by extensional tectonic. En Mcguire, W.C., Jones, A.P. & Neuberg, J., eds. Volcano instabilities on the Earth and other planets. Geological Society of London Special Publications, No. 10, 253–265.

Nordstrom K. F., Jackson N. L. 2012. Physical processes and landforms on beaches in short fetch environments in estuaries, small lakes and reservoirs: A review. Earth-Science Reviews. Volume 111, (1–2), 232-247.

Sessford, E. G., Bæverford, M.G., Hormes, A. 2015. Terrestrial processes affecting unlithified coastal erosion disparities in central fjords of Svalbard. Journal Polar Research. Volume 34, 1.

Vidal, J., Berrocoso, M., Fernandez-Ros, A. 2012. Study of tides and sea levels at Deception and Livingston islands. Antarctic Science 24(02)

Acumulación de bloques sobre un acantilado en la costa sur de Mallorca (s'Estalella) a partir de un temporal

J. Á. Martín-Prieto [1,2], A. Rodríguez-Perea[2], F. X. Roig-Munar[1] y B. Gelabert[3]

[1] *Consultor ambiental, es Migjorn Gran (Menorca), Illes Balears*
[2] *Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*
[3] *Departament de Biologia, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*

Abstract*: The south coast of the Balearic Islands is one of the most susceptible places to receive the effects of a tsunami. Seismicity data suggest that earthquakes produced in the north of Algeria would cause waves between two and three meter high that would impact the Balearic Islands, causing considerable damage (Álvarez-Gómez et al., 2010). S'Estalella, South of Mallorca (Roig-Munar, 2016) is one of these areas with tsunami sedimentary record. However, in addition to this phenomenon, high-energy waves are capable of plucking and moving blocks of large dimensions. In the present work, a small sector of s'Estalella, is sampled by means of morphometric analysis of five boulders located on a cliff of a height of 4.5 m a.s.l., with an average weight of 1.4 T and average distance of the coastline of 1 to 2 m. These boulders are the result of the action of a storm surge that took place between June 2015 and February 2018. The hydrodynamic equations of Engel & May (2012), have been applied to calculate the hydrodynamic values necessary for the pluck and displacement of blocks, as well as the application of the Transport Figure equation.*

Palabras clave: Mallorca, tsunamis, acantilados, bloques, temporales
Key words: Mallorca, tsunamis, cliffs, boulders, sea storms

Introducción

La acumulación de bloques de grandes dimensiones sobre acantilados representa un tipo de depósito con características que evidencian un transporte de oleaje de alta energía y/o de tsunami (Suañez et al., 2009). Sin duda, muchos de estos depósitos pueden tener un origen poligénico asociado tanto a temporales como a tsunamis (Scheffers y Scheffers, 2006; Hall, 2011; Roig-Munar et al., 2015). No obstante, la distinción entre bloques de tsunami y de tormenta se basa en un conjunto de criterios sedimentológicos, morfológicos, estratigráficos y de organización que cabe tratar de forma independiente en cada unidad de análisis (Scheffers y Kinis, 2014; Roig-Munar et al., 2015).

El oleaje de un temporal extremo es un mecanismo probable de transporte de bloques, ya que estos temporales son capaces de transportarlos a alturas y distancias considerables (Hall et al., 2011; Suañez et al., 2009).

En el caso que nos ocupa, s'Estalella, la acumulación de bloques de grandes dimensiones (Figura 1), ha sido considerada en su conjunto de origen tsunamítico (Roig-Munar, 2016). Este depósito se encuentra directamente afectado por buena parte de las trayectorias potenciales, en base a la sismicidad y a las características de dos terremotos conocidos (El-Asnam en 1980 y de Boumerdès-Zemmouri en el 2003) localizados en el N de Argelia.

Sin embargo, entre junio de 2015 y febrero de 2018 la acción de uno o varios temporales ha tenido como consecuencia el arranque y acumulación de varios bloques en el borde de un acantilado de 4.5 m de altura. Este hecho pone de manifiesto que bajo determinadas condiciones de oleaje, batimetría y topografía se puede producir este tipo de depósitos. El origen tsunamítico se excluye porque las rocas han sido transportadas recientemente y no hay tsunamis documentados en los últimos años.

Área de estudio

Fisiográficamente Es s'Estalella se sitúa en el extremo oriental del relieve tabular post-orogénico de la marina de Mijgorn (Figura 1). En este sector de la marina, la altura disminuye progresivamente hasta formar un tipo de costa en escalón. La altura de los acantilados disminuye progresivamente desde Vallgornera con unos 26 m hasta la zona de

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

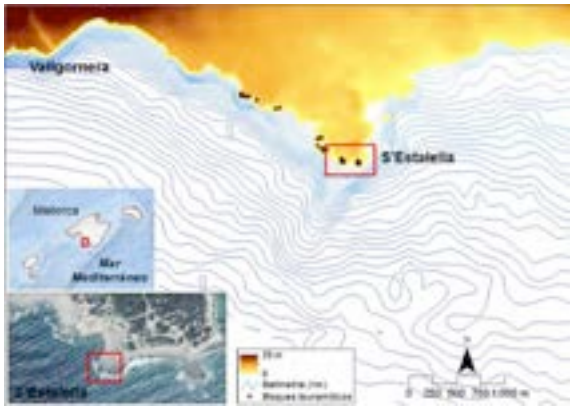


Fig. 1. Área de estudio de s'Estalella.
Fig. 1. Study area of s'Estalella.

estudio, que apenas supera los 2 m. El material que compone estos acantilados, además del Mioceno superior, está formado por eolianitas del Cuaternario.

El clima marítimo ha sido obtenido de los datos a partir del Punto SIMAR 2118112, situado al sur de la zona de estudio, que analiza los últimos 60 años (www.puertos.es). Este sector litoral se encuentra sometido a un clima marítimo caracterizado por una Hs, donde el 85.5% es inferior a 1m y el 0.12% supera los 5m. El Hmax registrado es de 5.71m. La componente principal es de dirección SSW, con una frecuencia que alcanza el 18% (Figura. 1). El Tp, el 73.3% es inferior a 6 s, mientras que el máximo registrado es de 13.63s. Para el periodo de análisis, consideramos los meses de junio de 2015 a febrero de 2018, en los que se presentan tres temporales cuyo Hmax superó los 4 m y el Tp los 11 s (Figura 2).

Objetivos y metodología

El objeto de este trabajo es documentar la capacidad de uno o varios temporales, (los comprendidos entre junio de 2015 y febrero de 2018) para arrancar y transportar bloques desde el borde del acantilado tierra adentro. Se trata en definitiva de verificar la capacidad de los flujos hídricos necesarios para el arranque y transporte de estos bloques aplicando la ecuación de Engel y May (2012) y relacionarla con los datos reales de un oleaje conocido.

Para ello, se han analizado 5 bloques situados sobre un acantilado con una altura media de 4.5 m, como resultado de la acción de dichos temporales.

Se ha realizado su análisis morfométrico, midiendo los valores de los tres ejes (A, B y C), su orientación, la cota s.n.m y la distancia desde la cornisa del acantilado. Los valores de cada bloque han sido calibrados mediante el método de triangulación (Roig-Munar et al., 2015) para ajustarlos a su volumen más real, reduciendo en un 38% el producto de sus tres ejes. A cada bloque se le han aplicado las ecuaciones de Engel y May (2012), que determinan la columna de agua mínima de tsunami (Ht) o de tormenta (Hs), que se requiere para desalojar un bloque limitado por juntas:

$$Ht = (Pb-Pw)\cdot V\cdot(\cos\theta + \mu\cdot \sin\theta)/ 2\cdot Pw.Cl\cdot a\cdot b$$
$$Hs = (Pb-Pw)\cdot V\cdot(\cos\theta + \mu\cdot \sin\theta) / 0.5\cdot Pw.Cl\cdot a\cdot b$$

o para desplazar un bloque subaéreo, es decir, previamente arrancado:

$$Ht = 0{,}5\cdot\mu\cdot V\cdot Pb / Cd\cdot(a\cdot c) \cdot Pw$$
$$Hs = 2\cdot\mu\cdot V\cdot Pb / Cd\cdot(a\cdot c) \cdot Pw$$

donde Pb y Pw son las densidades del bloque y del agua de mar, V el volumen del bloque, θ la pendiente de la plataforma, μ el coeficiente de fricción, Cl el coeficiente de sustentación, Cd el coeficiente de arrastre y a, b y c los ejes mayor, intermedio y menor de cada bloque.

A los resultados de las ecuaciones se les añaden los valores de la altura s.n.m. donde se encuentra cada bloque para calcular la sobreelevación o Run-up (Zhao et al., 2017). Con ello obtenemos una estimación de la columna de agua necesaria para el arranque y/o el desplazamiento de los bloques hasta su posición actual (Roig-Munar et al., 2015) bajo los supuestos de bloques arrancados y subaéreos. Finalmente, para cada bloque se ha calculado el *Transport Figure* (TF), establecido por Scheffers y Kelletal (2003), resultado de multiplicar: la altura a que se encuentra el bloque (m), su distancia a la línea de costa (m) y la masa del bloque (T). A partir del *Transport Figure*, Scheffers y Kelletat (2003), definen para Mallorca, un valor máximo de hasta 230 para bloques transportados por oleaje y superior a 250 como el resultado del transporte de tsunamis. En Baleares, Roig-Munar et al. (2015) establecen, como margen

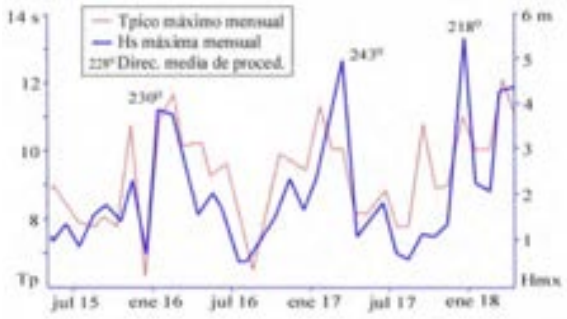


Fig. 2. Datos de Hsmax y Tp entre junio-2015 y febrero-2018 (Fuente: www.puertos.es).
FIig. 2. Data of Hsmax and Tp between June-2015 and February-2018.

de seguridad, un TF>1000 para bloques de tsunami, a pesar de la reducción del volumen en un 38%.

Resultados

Los bloques se encuentran situados a una altura media de 4.5 m s.n.m., con un peso medio de 1.4 T y una distancia media de entre 1 y 2 m de la cornisa del acantilado. Los bloques no presentan imbricación y en planta están distribuidos de forma groseramente semicircular (Figura 3). El TF medio resultante de los bloques de s'Estalella es de 8, siendo el tamaño medio de los ejes (A, B y C) de 1,6 x 1,3 x 0,6 m. En las figuras 3 y 4 se muestra la situación del acantilado en abril de 2013 y febrero de 2018. En la primera fecha ya mostraba signos de haber sido afectado por la acción de temporales pasados, lo que probablemente facilitó la labor para el arranque y depósito de los bloques y su posterior transporte sobre la terraza. La disposición de la batimetría (Figura 1), formando un saliente hacia el mar y orientada en la misma dirección de los temporales, facilita la concentración hacia ese punto, incrementando la energía del oleaje incidente. Este hecho favorece la rotura de la ola aumentando la presión sobre la fachada del acantilado, que también está orientado en la misma dirección. No podemos descartar, a la vista de la topografía final resultante, la existencia de una cavidad litoral previa a la rotura y transporte de los bloques.

La aplicación de las fórmulas de Engel y May (2012), permite obtener la altura mínima del flujo de agua necesario para desplazar los diferentes bloques por medio de oleaje (Hs) y de tsunami (Ht).



Fig. 3. Situación pre (fotografía de abril-2013) y post-temporal (fotografía de febrero-2018) del acantilado..
Fig. 3. *Situation pre (April-2013 photo) and post-temporal (photo from February-2018) of the cliff*



Fig. 4. Acantilado en abril de 2013 (superior) y situación en febrero de 2018.
Fig. 4. *Cliff in April 2013 (*higher*) and situation in February 2018*

Datos bloques			Scheffers & Kelletat (2003)		Engel & May (2012)	
Dist.	Alt. Bloq.	Peso	TF		Subaéreo	Arrancados
1.5	4.5	1.4	7.8	Ht	0.26	0.93
				Hs	1.03	3.71
Ht: Altura ola tsunami				Ht + Alt. Bloq	4.76	5.43
Hs: Altura ola temporal				Hs + Alt. Bloq	5.53	8.21

Tabla 1. *Columnas de agua necesarias para el desplazamiento de bloques hasta su posición actual (run-up) bajo diferentes escenarios: Ht: tsunamis, Hs: temporales.*
Table 1. Wave height modelled for cliff-top boulder transport under different tsunamitic (Ht) and sea storm conditions (Hs).

A ellos ha de añadirse la altura del bloque s.n.m. para obtener su *Run-up*, es decir la columna de agua que lo lleve a su posición actual (Tabla 1). En el caso de bloques arrancados, los resultados muestran que para su desplazamiento se requieren alturas de Run-up de 5.43 m para tsunamis (H_t) y 8.21 m para tormentas (H_s). Para bloques subaéreos, las alturas son de 4.76 y 5.53 m para tsunamis y temporales respectiva-mente.

Conclusiones

Este trabajo analiza el impacto de uno o varios temporales entre junio de 2015 y febrero de 2018 en un acantilado de 4.5 m de altura en el sector de s'Estalella, Sur de Mallorca. Estos temporales fueron los responsables de arrancar del acantilado varios bloques y depositar, algunos de ellos, sobre su terraza. Han sido analizados morfométricamente los cinco de mayor volumen con el objeto de aplicar la formulación conocida para discriminar entre episodios de tsunamis o de tormentas (Schefers y Kelletat, 2003; Engel y May, 2012). Los bloques tienen un peso medio de 1.4 T y están depositados a una distancia de entre 1 y 2 m de la cornisa del acantilado. Los eventuales oleajes responsables de su arranque tienen una H_{max} superior a 4 m, siendo la más elevada con 5.52 m y T_p de 10.89 s (diciembre de 2017) con una dirección de SW (Figura 2). El resultado del *Transport Figure* (7,8) es muy inferior al límite que Schefers y Kelletat (2003) establecieron para discernir entre tsunamis o tormentas, que consideraron un valor hasta 230. En cuanto a la formulación de Engel y May (2012), el sumatorio de la altura del bloque y el flujo para supuestos de bloques subaéreos, aportan valores de sobre elevación por oleaje de temporal (run-up de 5,53 m) prácticamente iguales que la Hmax (5.52 m). En el otro supuesto, que se trate de bloques arrancados, los valores de la sobreelevación o run-up son bastante superiores al valor del oleaje de tormenta (8.21 m frente a 5.52 m respectiva-mente) para el arranque y transporte de los bloques por oleaje de tormenta. En este caso debiéramos considerar el eventual efecto de una cavidad litoral pre-existente. Por tanto, podemos concluir, que el TF, extremadamente bajo en s'Estalella, es un parámetro más válido para discriminar entre tsunamis y tormentas, por cuanto evalúa mejor su energía. En cuanto a Engel y May (2012), la formulación puede dar lugar a error al no considerar la altura a que se encuentran los bloques, ni la morfología previa del acantilado, ni tampoco la batimetría, orientación del acantilado, etc. Los resultados obtenidos aportan un dato más a los ofrecidos por Roig-Munar (2016) y Roig-Munar et al. (2017) sobre los efectos morfológicos sobre bloques asociados a temporales en las costas rocosas de Baleares.

Bibliografía

Álvarez-Gómez, J. A., Olabarrieta, M., González, M., Otero, L., Carreño, E. y Martínez-Solares, J. M. 2010. The impact of tsunamis on the Island of Majorca induced by North Algerian seismic sources. Turkish Journal of Earth Sciences, 19:367-383.

Engel, M. y May, S. M. 2012. Bonaire's boulder fields revisited: Evidence for Holocene tsunami impact on the Lee-ward Antilles. Quaternary Science Reviews, 54, 126-141.

Hall, A. M. 2011. Storm wave currents, boulder movement and shore platform development: a case study from East Lothian, Scotland. Marine Geology, 283: 98-105.

Roig-Munar, F. X., Rodríguez-Perea, A., Martín-Prieto, J. A., Vilaplana, J. M. y Gelabert, B. 2015. Morfometría de bloques de tsunami en las costas rocosas del Este de Mallorca (Islas Baleares). VIII Jornadas de Geomorfología litoral, *Revista Geo-Temas,* Vol 15. Málvarez, G. *et al*. (Eds.), 229-232.

Roig-Munar, F. X. 2016. Blocs de tempesta i tsunami a les costes rocoses de les Illes Balears. Anàlisi geomorfològica i morfomètrica. Tesis doctoral. Departament de Geodinàmica i Geofísica. Universitat de Barcelona. 410 pp

Roig-Munar, F.X., Martín-Prieto, J.A., Rodr.guez-Perea, A., Gelabert Ferrer, B. y Vilaplana Fern.ndez, J.M.,2017. Morfometría y dinámica de bloques asociados a tsunami en una rampa litoral del Norte de Menorca (Illes Balears). Revista de la Sociedad Geológica de España, 30(1): 97-111.

Schefers, A. y Kelletat, D. 2003. Sedimentologic and geomorphic tsunami imprints worldwide - a review. Earth-Science Review, 63, 83-92.

Scheffers, A. y Scheffers, S. 2006. Documentation of Hurricane Ivan on the Coastline of Bonaire. Journal of Coastal Research, 22: 1437-1450.

Scheffers, A. M. y Kinis, S. 2014. Stable imbrication and delicate/unstable settings in coastal boulder deposits: Indicators for tsunami dislocation? Quaternary International. 332: 73-84

Suañez S., Fichaut, B. i Magne, R. 2009. Clifftop storm deposits on Banneg Island, Brittany, France: Effects of giant waves in the Eastern Atlantic Ocean. Sedimentary Geology, 220: 12-28.

Zhao, X., Chen, Y, Huang, Z y, Gao, Y, 2017. A numerical study of tsunami wave run-up and impact on coastal cliffs using a CIP-based model. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 1-17.

Acumulación de bloques en la costa acantilada del sur de Mallorca (Es Bancals): Evidencia de tsunamis procedentes de Argelia

J.Á. Martín-Prieto[1,2], F.X. Roig-Munar[1], A. Rodríguez-Perea[2], B. Gelabert[3] y J. M. Vilaplana[4]

[1] *Consultor ambiental, es Migjorn Gran (Menorca), Illes Balears*
[2] *Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*
[3] *Departament de Biologia, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*
[4] *Departament de Geodinàmica i Geosífica, Universitat de Barcelona, Barcelona, Catalunya*

ACCUMULATION OF BOULDERS ON THE SOUTH ROCKY COAST OF MALLORCA (ES BANCALS) AS EVIDENCE OF TSUNAMIS FROM ALGERIA: The south and east coast of the Balearic Islands are the most susceptible places to the effects of a tsunami. It is due to the existence of a fault in the north of Algeria, where the seismicity data suggest that an earthquake measuring 7.3 on the Richter scale would cause waves between two and three meters high that would impact the Balearic Islands, causing considerable damage. In the present work, the cliff of es Bancals, (South of Mallorca), is sampled through the morphometric analysis of 17 large boulders located on cliffs at an average height of 17.7 m a.s.l., an average weight of 7.02 T and average distance of the coastline of 51.2 m. Most of the boulders show imbrication, and also different ridges can be observed. Hydrodynamic equations of Engel and May (2012) have been applied in order to calculate the values necessary for the dislodgement and displacement of the boulders under different assumptions.

Palabras clave: *Mallorca, tsunamis, acantilados, bloques.*
Key words: *Mallorca, tsunamis, cliffs, boulders.*

Introducción

Uno de los principales efectos de los tsunamis en las costas rocosas es la deposición de bloques de grandes dimensiones que arrancados de la pared de los acantilados o transportados desde el fondo son desplazados tierra adentro (Pignatelli et al., 2009). Los depósitos de bloques, tanto aislados como imbricados a lo largo de la costa, ya sea alineados en un solo cordón o superpuestos, son indicadores de transporte asociado a tsunami (Browne, 2011; Scheffers y Kinis, 2014).

En las costas rocosas de las islas Baleares, Scheffers y Kelletat (2003) y Kelletat et al. (2005) analizaron bloques de tsunami en Mallorca. Posteriormente, Roig-Munar (2016) los amplió a todo el archipiélago, asociándolos a las diferentes fuentes tsunamíticas que afectan las islas Baleares (Roger y Hébert, 2008). Según las modelizaciones de estas fuentes tsunamíticas, la costa sur y oriental de Baleares son lugares susceptibles de sufrir los efectos de un tsunami debido a la existencia de una falla en el N de Argelia, donde los datos de sismicidad sugieren que un terremoto de 7,3 grados en escala de Richter provocaría olas de entre dos y tres metros de altura que impactarían en Baleares provocando notables daños (Álvarez-Gómez et al., 2011). Según estos autores, sólo las fuentes sísmicas del N de Argelia son capaces de generar tsunamis que impacten en las Baleares. En base a la sismicidad y a las características de dos terremotos conocidos (El-Asnam en 1980 y de Boumerdès-Zemmouri en el 2003), localizados en el N de Argelia, Álvarez-Gómez et al. (2010) establecen nueve posibles fuentes de tsunamis que corresponden a estructuras tectónicas conocidas y que amenazan las costas sudorientales de Mallorca, siendo las direcciones S3 y S6 las que más afectan la costa de este emplazamiento.

Área de estudio

Los depósitos de es Bancals se sitúan en los acantilados de la costa SSW de Mallorca. Desde el punto de vista geológico, es Bancals pertenece a la Unidad Arrecifal de la Marina de Llucmajor. Esta unidad está constituida por bioconstrucciones arrecifales, atribuidas al Tortoniense superior-Mesiniense (Barón, 1977; Pomar, 1991), que se disponen horizontalmente en una plataforma que no

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

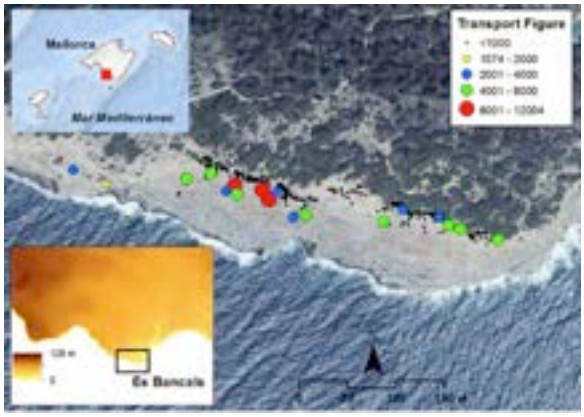


Fig. 1. Área de estudio y Transport Figure de cada bloque.
Fig. 1. Study área and Transport Figure of each Boulder.

muestra evidencia de subsidencia. Este edificio está coronado por materiales del Pleistoceno. Cuerda y Sacarés (1992) describen la zona de es Bancals como una plataforma de erosión marina ubicada a 22 m s.n.m. que presenta en su zona superior, más alejada de la cornisa del acantilado, bloques arrancados por la acción del oleaje. Este emplazamiento, es Bancals, se encuentra directamente afectado por buena parte de las trayectorias potenciales de tsunamis.

Por lo que respecta al clima marítimo, los datos han sido obtenidos a partir del Punto SIMAR 2118112, situado al sur de la zona de estudio. Este sector litoral se encuentra sometido a un clima marítimo caracterizado por una Hs, donde el 85.5% es inferior a 1m y el 0.12% supera los 5m. El Hmax registrado es de 5.71m. La componente principal es de dirección SSW, con una frecuencia que alcanza el 18% (Figura. 1). El Tp es inferior a 6 s, en el 73.3% mientras que el máximo registrado es de 13.63 s

Por lo que respecta al clima marítimo, los datos han sido obtenidos a partir del Punto SIMAR 2118112, situado al sur de la zona de estudio. Este sector litoral se encuentra sometido a un clima marítimo caracterizado por una Hs, donde el 85.5% es inferior a 1m y el 0.12% supera los 5m. El Hmax registrado es de 5.71m. La componente principal es de dirección SSW, con una frecuencia que alcanza el 18% (Figura. 1). El Tp es inferior a 6 s, en el 73.3% mientras que el máximo registrado es de 13.63 s.

Objetivos y metodología

En este trabajo se caracterizan morfométricamente 17 bloques situados sobre las terrazas litorales de es Bancals. El objeto es evaluar si estos bloques se encuentran asociados a grandes tormentas o a tsunamis. Para ello se ha realizado el análisis morfométrico, identificando los bloques de mayor tamaño a lo largo de la plataforma (Figura 2). De cada bloque se han obtenido los valores de los tres ejes (A, B y C), su orientación, la cota s.n.m y la distancia desde la cornisa del acantilado. Los valores morfométricos de cada bloque han sido calibrados mediante el método de triangulación (Roig-Munar et al., 2015),

A cada bloque se le han aplicado las ecuaciones de Engel y May (2012), que determinan la columna de agua mínima de tsunami (Ht) o de tormenta (Hs), que se requiere para desalojar un bloque limitado por juntas:

$$Ht = (Pb-Pw)\cdot V\cdot(\cos\theta + \mu\cdot \sin\theta) \,/\, 2\cdot Pw.Cl\cdot a\cdot b$$
$$Hs = (Pb-Pw)\cdot V\cdot(\cos\theta + \mu\cdot \sin\theta) \,/\, 0.5\cdot Pw.Cl\cdot a\cdot b$$

o para desplazar un bloque subaéreo previamente arrancado:

$$Ht = 0{,}5\cdot\mu\cdot V\cdot Pb \,/\, Cd\cdot(a\cdot c)\cdot Pw$$
$$Hs = 2\cdot\mu\cdot V\cdot Pb \,/\, Cd\cdot(a\cdot c)\cdot Pw$$

Donde Pb y Pw son las densidades del bloque y del agua de mar, V el volumen del bloque, θ la pendiente de la plataforma, μ el coeficiente de fricción, Cl el coeficiente de sustentación, Cd el coeficiente de arrastre y los ejes de de cada bloque.

A los resultados de las ecuaciones se les añaden los valores de la altura s.n.m. donde se encuentra cada bloque para calcular el run-up (Zhao et al., 2017), obteniendo una estimación de la columna de agua necesaria para el arranque y/o desplazamiento de los bloques hasta su posición actual. Finalmente, a cada bloque se ha calculado el Transport Figure (TF), establecido por Scheffers y Kelletal (2003), resultado de multiplicar: a) la altura a que se encuentra el bloque, b) su distancia a la línea de costa y c) la masa del bloque.

Resultados

Los bloques se encuentran situados a una altura media de 17,7 m s.n.m., con un peso medio de 7,02 T y una distancia media de 51,2 m de la cornisa del acantilado. La mayoría de los bloques presentan imbricación, también se puede observar diferentes cordones de bloques imbricados. Sobre la plataforma donde se depositan los bloques se aprecian morfologías escalonadas (Figuras 2 y 3), producto del arranque y denudación de las terrazas, sin que se observen impactos derivados del oleaje. A partir del Transport Figure, Scheffers y Kelletat (2003) definen en Mallorca, un valor máximo de 230 para bloques transportados por oleaje y superior a 250 como el resultado del transporte de tsunamis.

En Baleares, Roig-Munar et al. (2015) establecen, como margen de seguridad un TF>1000 para bloques de tsunami, a pesar de la reducción de su volumen en un 38%. El TF medio de los bloques de es Bancals es de 5.483, el tamaño medio de los ejes (A, B y C) es 2,8 x 2,2 x 0,9 m. Todos los boques superan el valor de TF>1000 y presentan una orientación de 184º. Los resultados (Figuras 3 y 4) descartan que el emplazamiento de los bloques sea debido a la energía de olas de tormenta sobre el acantilado, cuya altura es de 10 m, más aún cuando encontramos bloques de grandes dimensiones a alturas más elevadas que las olas de temporal y distancias superiores a la influencia de estos.

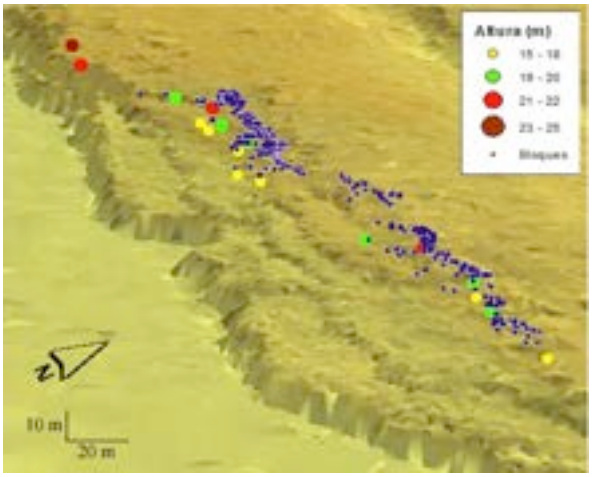


Fig. 3. Modelo digital de elevaciones a partir de LIDAR con la altura de los bloques.
Fig. 3. Digital Model elevations from LIDAR with the height of the Boulder.

La aplicación de las fórmulas de Engel y May (2012) permite obtener la altura mínima del flujo de agua necesario para desplazar cada bloque por medio de oleaje (Hs) y de tsunami (Ht). A ellos ha de añadirse la altura s.n.m. del bloque para obtener su run-up (Hr), es decir la columna de agua que lo lleve a su posición actual (Figura 4). En el caso de bloques arrancados (Joint Bounded Blocs-JBB) los resultados muestran que para el desplazamiento de los bloques se requieren alturas de run-up de 19,78 m para tsunamis (Ht) y 27,78 m para tormentas (Hs).

Los bloques presentan una orientación al 184º, coincidiendo con las direcciones dominantes de las trayectorias de tsunamis S-3 y S- 6 definidas por Álvarez-Gómez et al.

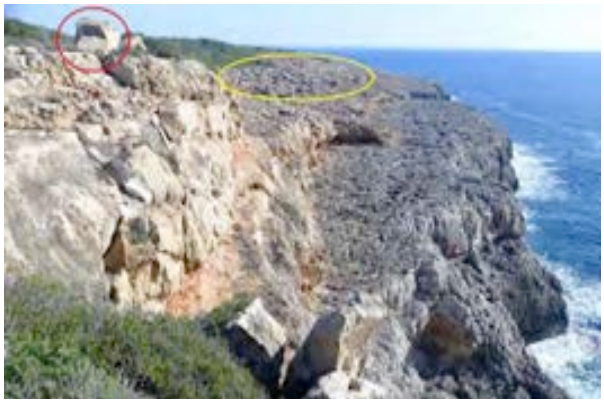


Fig. 2. Panorámica de la zona de estudio, donde los bloques se encuentran en la segunda terraza (el bloque del círculo se encuentra a 24,8 m s.n.m.).
Fig. 2. Overview of the study área, where the Boulder are located on the second terrace.

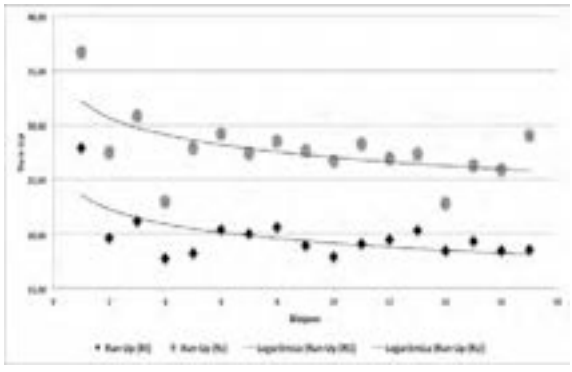


Fig. 4. Columnas de agua necesarias para el desplazamiento de bloques hasta su posición actual (Run-up) bajo diferentes escenarios: Rt: tsunamis, Rs: temporales.
Fig. 4. Columns of wáter for the movement of Boulder to their current position run-up under diferent scenarios; RT: tsunami, Rs: storm

(2010) para el SE de Mallorca. Por tanto, si tenemos en cuenta los datos del clima marítimo de esta zona, juntamente con la distribución espacial de los bloques, descartamos la posibilidad que el oleaje de temporal sea el agente de transporte de dichos bloques. Las características y disposición de los bloques analizados en este acantilado indican que son producto de tsunamis.

Conclusiones

Este trabajo amplia los estudios de Roig-Munar (2016) sobre la presencia de bloques de tsunami en las costas rocosa de Baleares y da respuesta a las propuestas realizadas por Roger y Hébert (2008), que en su modelo numérico de tsunamis procedentes de Argelia sugerían la necesidad del estudio de depósitos tsunamíticos en las costas de Baleares. Es Bancals presenta bloques cuya orientación es congruente con las trayectorias tsunamíticas definidas por Álvarez-Gómez et al. (2010). Los bloques se sitúan a una altura media de 17,7 m s.n.m, con un peso medio de 7,02 Tm y a una distancia media de 51,2 m sobre la cornisa del acantilado, descartando procesos de oleaje de tormenta, erosión de acantilados o materiales aportados de tierra adentro. Los bloques se encuentran formando cordones, frecuentemente imbricados y no presentan formas de retrabajamiento por oleaje de temporal. Los bloques están depositados en una zona más allá de la capacidad de transporte del oleaje de tormenta y el Run-up, sumatorio de la altura del bloque y los resultados de la formulación de Engel y May (2012), nos permite confirmar que el transporte de los bloques se produjo por tsunamis. Los cordones de bloques de es Bancals representan uno de los lugares de los acantilados de Mallorca donde los bloques están a mayor altura s.n.m. y a mayor distancia de la cornisa.

Bibliografía

Álvarez-Gómez, J. A., Olabarrieta, M., González, M., Otero, L., Carreño, E. y Martínez-Solares, J. M. 2010. The impact of tsunamis on the Island of Majorca induced by North Algerian seismic sources. Turkish Journal of Earth Sciences, 19:367-383.

Barón, A. 1977. Estudio estratigráfico y palenotológico del Mioceno medio y superior postorogénico de la Isla de Mallorca. Premio Ciudad de Palma, Ed. 1985, 190 pp.

Browne, A. 2011. Coarse coastal deposits as palaeo-environmental archives for storms and tsunamis, PhD thesis, Southern Cross University, Lismore, NSW. 277 pp.

Cañelles, 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.

Cuerda, J. Y Sacarés, J. (1992). El Quaternari al Migjorn de Mallorca. Ed. COnselleria de Cultura, Educació i Esports. Govern de les Illes Balears. 130 pp

Engel, M. y May, S. M. 2012. Bonaire's boulder fields revisited: Evidence for Holocene tsunami impact on the Lee-ward Antilles. Quaternary Science Reviews, 54, 126-141.

Kelletat, D., Whelan, F., Bartel, P. i Scheffers, A. 2005. New Tsunami evidences in Southern Spain Cabo de Trafalgar and Mallorca Island. In: Sanjaume E., Matheu J. F. (Eds.). Geomorfologia Litoral I Quarternari, Homenatge al professor Vincenç M. Rosselló i Verger. Universitat de València, Spain, pp. 215-222.

Pignatelli, C., Sanso, P. y Mastronuzzi, G. 2009. Evaluation of tsunami flooding using geomorphologic evidence. Marine Geology, 260, 6-18.

Pomar, L. 1991. Reef geometries, erosion surfaces and high-frequency sea-level changes, Upper Reef Complex, Mallora, Spain. Sedimentology, 38 (2)- 243-269.

Roger, J. y Hébert, H. 2008. The 1856 Djiielli (Algeria) earthquake and tsunami source parameters and implications for tsunami hazard in the Balearic Islands. Natural Hazards and Earth System Sciences, 8, 721-731.

Roig-Munar, F. X., Rodríguez-Perea, A., Martín-Prieto, J. A., Vilaplana, J. M. y Gelabert, B. 2015. Morfometría de bloques de tsunami en las costas rocosas del Este de Mallorca (Islas Baleares). VIII Jornadas de Geomorfología litoral, Revista Geo-Temas, Vol 15. Málvarez, G. et al. (Eds.), 229-232.

Roig-Munar, F. X. 2016. Blocs de tempesta i tsunami a les costes rocoses de les Illes Balears. Anàlisi geomorfològica i morfomètrica. Tesis doctoral. Departament de Geodinàmica i Geofísica. Universitat de Barcelona. 410 pp

Schefers, A. y Kelletat, D. 2003. Sedimentologic and geomorphic tsunami imprints worldwide - a review. Earth-Science Review, 63, 83-92.

Scheffers, A. y Scheffers, S. 2006. Documentation of Hurricane Ivan on the Coastline of Bonaire. Journal of Coastal Research, 22: 1437-1450.

Scheffers, A. M. y Kinis, S. 2014. Stable imbrication and delicate/unstable settings in coastal boulder deposits: Indicators for tsunami dislocation? Quaternary International. 332: 73-84

Zhao, X., Chen, Y, Huang, Z y, Gao, Y, 2017. A numerical study of tsunami wave run-up and impact on coastal cliffs using a CIP-based model. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 1-17.

Análisis de la evolución de los sistemas dunares del Alt y Baix Empordà (Costa Brava, Catalunya) mediante el uso de variables geomorfológicas y de gestión

F.X. Roig-Munar[1], Martín-Prieto[1,3], J. Pintó[3], S. Ramos[4], J. Vicens[4], A. Rodríguez-Perea[3], J. García-Lozano[3] y B. Gelabert[5]

[1] *Consultor ambiental, es Migjorn Gran (Menorca), Illes Balears*
[2] *Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*
[3] *Laboratori d'Anàlisi i Gestió del Paisatge. Universitat de Girona, Girona, Catalunya*
[4] *Generalitat de Catalunya. Parc Natural del Montgrí, Illes Medes i Baix Ter, L'Estartit (Girona), Catalunya*
[5] *Departament de Biologia, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*

ASSESSMENT OF THE EVOLUTION OF DUNE SYSTEM OF ALT AND BAIX EMPORDÀ (COSTA BRAVA, CATALONIA, NE SPAIN) USING GEOMORPHOLOGIC AND MANAGEMENT VARIABLES: In the present work, the spatiotemporal evolution of two systems, Alt and Baix Empordà, is analyzed. Each has been divided into 6 units to carry out an evolutionary analysis from the use of geomorphological and management variables that effect, both negative and positive, the whole beach-dune system. These variables have been applied over 16 periods, from 1956 to 2016, from a matrix of 14 variables that measure the state of use, management and geo-environmental conservation of each of these sectors, selecting finally 11 significant variables for the analysis. Subsequently, a principal components analysis (PCA) was carried out on a matrix defined by 16 cases and 11 variables. The result offers two main components, F1 and F2, which outcomes in a factorial space defined in four quadrants that correspond to the geo-environmental status of the beach-dune system and the management measures that are applied to analyze its spatiotemporal evolution.

Palabras clave: *Castelló, tsunamis, acantilados, bloques.*
Key words: *Castelló, tsunamis, cliffs, boulders.*

Introducción

Los procesos externos que intervienen en los sistemas dunares son los que determinan la incidencia de los factores geoambientales, responsables en su formación y equilibrio. Los sectores dunares más afectados por impactos de gestión y aprovechamiento son las zonas de playa y foredune, y será el estado de estas morfologías las que contribuirán a la estabilización o degradación del sistema en todo su conjunto (Hesp, 2002, Mir-Gual et al., 2013). Se estima que el 75% de los sistemas dunares en el Mediterráneo han sido dañados o destruidos en los últimos 30 años (Meulen y Salman, 1996). En el caso de Catalunya la perdida de sistemas dunares alcanza al 90% en los últimos 50 años existiendo actualmente 110 playas con morfologías dunares, muchos de ellos en estado deficiente de conservación (García-Lozano y Pintó, 2017). Los sistemas dunares actualmente están protegidos de las actividades humanas más destructivas por medio de disposiciones de alcance europeo, nacional y regional. A pesar de esta protección están sometidos a perturbaciones asociados a procesos derivados de una mala planificación y gestión.

Objetivos y metodología

El objetivo del trabajo es realizar un análisis espacio-temporal de la evolución de los sistemas playa-duna del Baix y Alt Empordà (Girona, Catalunya) en base a variables geomorfológicas, de uso y gestión, basándose en la metodología de Roig-Munar et al. (2006), estableciendo los factores que han determinado su evolución. Los cordones litorales que se encuentran en el Golfo de Roses y en el Baix Ter constituyen el marco geográfico de estudio, con una longitud de 16,5 km y 8,5 km respectivamente (Figura 1). Los dos sistemas se han dividido en 6 unidades morfológicas de análisis.

El análisis de su evolución espacio temporal se ha realizado a partir de las observaciones fotogramétricas, evolución del sistema y la consulta histórica de gestiones y planificaciones realizadas en cada sistema, permitiendo la aplicación de una matriz de 11 variables sobre su estado, gestión y conserva-

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.



Fig. 1. Localización del área de estudio. Delimitación de las unidades y subunidades de análisis.
Fig. 1. *Location of area of study. Delimitation of the units and subunits of analysis.*

ción, en 16 cortes temporales que abarcan el período 1956-2016, partiendo de premisa que en 1956 los sistemas playa-duna presentaban equilibrio natural.

Se han identificado 11 variables de tipo cualitativo adaptadas a las condiciones geoambientales de la Costa Brava. Las variables presentan valores comprendidos entre 0 y 5, y valores de ausencia y presencia (Tabla 1). Las variables cualitativas han sido previamente testadas mediante variables cuantitativas que permitieron su simplificación mediante rangos de análisis. Las variables seleccionadas (Tabla 1) son de tipo geomorfológico (FR, NE, CD, VP, CV), relacionadas con la respuesta del sistema playa-duna ante eventos naturales o acciones de gestión y planificación que afectan su estabilidad (Hesp, 2002). Variables de gestión que afectan de forma regresiva el sistema (MG, IT, IP, US, CS). La variable PF corresponde a las medidas legislativas de protección para valorar su implicación en la evolución. Una vez obtenidos los valores se realizó un análisis de componentes principales (ACP) sobre una matriz definida por 11 variables, 16 períodos de análisis y 2 unidades divididas cada una en 56 tramos (12 sectores), mediante el paquete estadístico (SPSS v.23).

Resultados

Los resultados para el conjunto de las unidades analizadas (Alt y Baix Empordà), definen un espacio factorial definido en cuatro cuadrantes de acuerdo con la configuración de los valores expresados por el conjunto de variables (Tabla 1). El modelo resultante (1956-2016), define dos ejes sobre los que se distribuyen los valores de cada período, F1 y F2, siendo estos;

1. Un eje definido por el grado de alteración del sistema analizado, el 37,2% de la varianza, y

2. Un eje definido por las medidas de gestión de carácter sostenible y las figuras de protección de cada sistema, el 28% de la varianza, y que favorecen la paliación de procesos erosivos.

Observamos la representación gráfica correspondiente a las 12 unidades analizadas por sistemas (Figura 2 y 3), presentando una distribución de puntos muy concentrada, correspondiente a un elevado porcentaje de procesos erosivos asociados a planificaciones y gestiones incorrectas que afectan regresivamente el conjunto del sistema. Un análisis detallado de la evolución espacio-temporal de cada sistema y sus 6 subunidades permite establecer un análisis más detallado definiendo 4 etapas temporales asociadas a cada sistema, presentando similitud porcentual en sus ejes (Figura 2 y 3). Estos cuadrantes han sido definidos como:

1. Cuadrante superior izquierdo: sistemas en un estado de naturalidad, poco o nada alterados, similares al estado ambiental que

CÓDIGO	VARIABLE	PUNTUACIÓN				
FR	Foredune	1	2	3	4	5
NE	Neomorfologías de playa	1	2			
CD	Canales de deflación	1	2	3		
VP	Vegetación de playa	0-25	25-50	50-75	75-100	
CV	Cobertura vegetal dunar	Si	No			
IT	Servicios temporales en foredune	Si	No			
IP	Servicios permanentes en foredune	Si	No			
FP	Figuras de protección	Si	No			
MG	Medidas de gestión	Si	No			
US	Urbanización del sistema dunar	Si	No			
CS	Camping sobre el sistema dunar	Si	No			

Tabla 1. Selección de 11 variables para el análisis temporal de los sistemas del Alt y Baix Empordà, y sus valores otorgados. *Table 1. Selection of 11 variables for the temporal analysis of Alt and Baix Empordà systems, and their values granted*

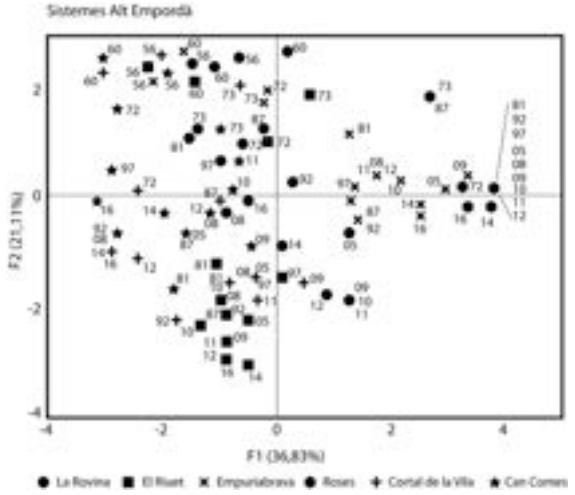


Fig. 2. Representación del espacio factorial F1 y F2 del conjunto de sistemas del Alt Empordà (1956-2016).
Fig 2. Representation of the factorial space F1 and F2 of the set of systems of the Alt Empordà (1956-2016).

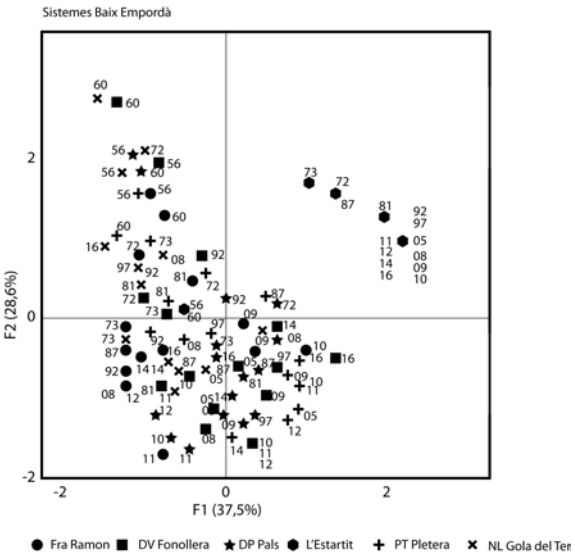


Fig. 3. Representación del espacio factorial F1 y F2 del conjunto de sistemas del Baix Empordà (1956-2016).
Fig. 3Representation of the factorial space F1 and F2 of the set of systems of the Baix Empordà (1956-2016).

presentaba el sistema en 1956 sin impactos ambientales y algunos procesos erosivos incipientes a lo largo de las décadas que han sido o son renaturalizados de forma natural.

2. Cuadrante superior derecho: sistemas alterados por la transformación urbana del conjunto del sistema playa-duna, o sistemas desaparecidos donde solo queda la playa y que no presentan gestión ni protección.

3. Cuadrante inferior izquierdo: sistemas con algún tipo de alteración morfológica o en fase avanzada de recuperación asociado al cambio de metodologías de gestión o a la aplicación de medidas de gestión sostenibles, y vinculados a figuras de protección.

4. Cuadrante inferior derecho: sistemas relictuales muy alterados o con indicios de recuperación incipiente de sus morfologías sin que estas presenten procesos de estabilización y recuperación a corto plazo.

Como resultado del análisis espacio-temporal realizado sobre los dos arcos litorales diferenciamos tres períodos evolutivos relacionados con su estado morfológico y asociados a su uso, gestión y planificación, siendo estos:

1- En primer lugar el periodo 1956 al 1973 se da un proceso de degradación del sistema dunar provocada por la urbanización de los actuales espacios urbanos de Roses, Empuriabrava, Estartit y la Pletera, dando lugar a la desaparición de las morfologías dunares. Destacan los que presentaban un comportamiento natural como sistemas aunque están sometidos a erosiones de sus frentes dunares, asociada a usos recreativos y servicios de explotaciones temporales de playa, como es el caso del Cortal Vila, la Gola Ter, Pals y la Fonollera.

2. El período 1981 y 1997 presenta procesos de degradación en todos los sistemas. Los urbanos quedan degradados y confinados por estructuras rígidas, puertos y urbanización que ocupan el frente dunar como herencia del periodo anterior sin posibilidad de renaturalización. Mientras que otros sistemas son más variables, con tendencias erosivas claras atribuibles a una falta de medi-



Fig. 4. Instalación de trampas de interferencia eólica en el sector de Fran Ramón, enero de 2018.
Fig. 4. Installation of wind interference traps in the sector of Fran Ramón, January 2018

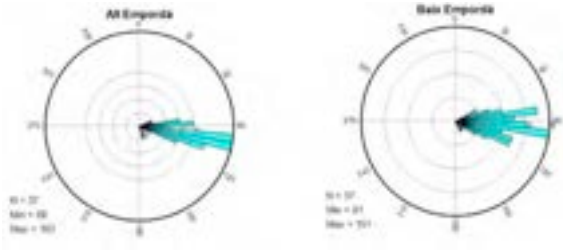


Fig. 5. Rosas de orientación de las trampas de interferencia eólica en Alt y Baix Empordà basadas en las orientaciones del replanteo realizado en enero de 2018.
Fig. 5. Roses for orientation of the wind interference traps in Alt and Baix Empordà based on the orientation of the stakeout carried out in January 2018

das de gestión que palien los efectos erosivos.

3. Entre 2005 y 2016 se manifiesta que los sistemas dunares del Alt Empordà han continuado degradándose (CS, CV, CC). En cambio el Baix Empordàse empieza a recuperar iniciando el proceso de recuperación mediante el uso de trampas de interferencia eólica, asociado éste a unas actuaciones en sus frentes dunares que revierten las situaciones de regresión hacia su renaturalización. El comportamiento de recuperación de los sistemas en el último período es debido a actuaciones de gestión sostenibles sobre sus frentes dunares, que han paliado efectos de reactivación en el interior del sistema dando lugar a la recuperación de su foredune basándose en criterios geomorfológicos (Roig-Munar et al., 2017). La instalación de trampas de interferencia eólica sobre los frentes dunares erosionados y los sectores de playa alta (Figura 4) ha permitido pasar de estadios degenerativos y de desaparición del sistema hacia estadios de estabilidad y recuperación.



Fig. 6. Aplicación de criterios geomorfológicos en la siembra de plantones en la playa alta. *Fig. 6. Application of geomorphological criteria in the sowing of seedlings in the high beach*.

Para renaturalizar el conjunto de los dos sistemas se han aplicado criterios geomorfológicos instalando, en enero de 2018, 1.330 m lineales de trampas de interferencia eólica con potencias de 1,10 m y una porosidad de 57% en los dos arcos litorales para la recuperación de los sistemas, con orientaciones que permiten la retención de los vientos dominantes (Figura 5). Así mismo se han aplicado criterios geomorfólogicos en la replantación de vegetación pionera, estableciendo sombras de retención asociada a los plantones para dar cohesión entre individuos y favorecer morfologías embrionarias de playa alta (Figura 6), evitando las elevadas tasas de mortalidad y acelerando la recuperación de morfologías efímeras.

Bibliografía

García-Lozano, C. y Pintó, J. 2017. Current status and future restoration of coastal dune systems on the Catalan shoreline (Spain, NW Mediterranean Sea). Journal of Coastal Conservation, 1-14. DOI 10.1007/s11852-017-0518-4.

Hesp, P.A. 2002. Foredunes and blowouts: initation, geomorphology and dynamics. Geomorphology, 245–268.

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., Martín-Prieto, J.A., Comas-Lamarca, E., Rodríguez-Perea, A. 2006. Space-time Analysis (1956-2004) of human use and management of the Beach-Dune Systems of Menorca (Balearic Islands, Spain). Journal of Coastal Research 48, 107-111.

Roig-Munar, F.X., Pintó, J., Martín-Prieto, J.A. Ramos, S., Garcia-Lozano, C. 2017. Análisis de la evolución del sistema dunar de la Platera (Costa Brava, Catalunya) mediante el uso de variables geomorfológicas y de gestión. Geo-Temas 17, 175-178

Van der Meulen, F. y Salman, A., 1996. Management of Mediterranean coastal dunes. Ocean & Coastal Management 30, 177-195.

Bloques indicadores de tsunamis en las costas rocosas de la Serra d'Irta (Castelló, País Valencià)

F.X. Roig-Munar[1], E. Forner[2], J.Á. Martín-Prieto[1,3], A. Rodríguez-Perea[3], B. Gelabert[4] y J. M. Vilaplana[5]

[1] *Consultor ambiental, es Migjorn Gran (Menorca), Illes Balears*
[2] *Ateneu de Natura, Castelló de la Plana, País Valencià*
[3] *Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*
[4] *Departament de Biologia, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*
[5] *Departament de Geodinàmica i Geosífica, Universitat de Barcelona, Barcelona, Catalunya*

BOULDERS AS INDICATORS OS TSUNAMI ON THE ROCKY COAST OF THE SERRA D'IRTA (CASTELLÓ, PAÍS VALENCIÀ): The SW coast of the Iberian Peninsula has an important record of extreme wave events, mostly associated with tsunamis and tsunami sedimentary deposits, while the peninsular Mediterranean coast offers fewer records of these type of boulder accumulations. In this work we present the morphometric study of different littoral boulders ridges along the rocky coasts of Serra d'Irta (Valencian Community). The study is placed in different boulder deposits locations with an average weight of 1.8 T, at an average distance from the coastline of 16.25 m and at 3.75 m a.s.l. The plucking areas of the boulders are described and boulders exhibit a predominant direction of 119º, coinciding with the impact directions from tsunamis proceeding from Algeria. The Engel and May (2012) equations are applied to each boulder in order to estimate the tsunami or storm wave heights capable of generating the deposits. Run-up values obtained from boulders yields heights of 3,73 m above present sea level.

Palabras clave: *Castelló, tsunamis, acantilados, bloques.*
Key words: *Castelló, tsunamis, cliffs, boulders.*

Introducción

Muchos depósitos de bloques ubicados sobre costas rocosas pueden tener un origen poligénico asociado a temporales y/o tsunamis (Hall, 2011). La identificación de los bloques transpor-tados por tsunami y/o por tormentas, así como estimar los valores hidráulicos necesarios para su transporte, son importantes para el reconocimiento de la ocurrencia de estos eventos (Nott, 2003). La distinción entre ambos mecanismos se basa en un conjunto de criterios sedimentológicos, estatigráficos, morfo-lógicos, crononológicos y de organización que cabe analizar detalladamente en cada área estudiada (Scheffers y Kinis, 2014).

En las costas del Mediterráneo se han realizado abundantes estudios sobre bloques de grandes dimensiones (Furlani et al., 2015). En las costas Baleares fueron reconocidos bloques de tsunami por Scheffrers y Kelletat (2003) y posteriormente, por Roig-Munar et al. (2016), asociándolos a tsunamis que afectaron las islas. En las costas rocosas de cabo Cope (Murcia) Lario et al. (2017) analizaron bloques atribuidos a tsu-namis, siendo este el único trabajo en el Mediterráneo peninsular sobre bloques eventualmente tsunamíticos.

Área de estudio

El área estudiada se encuentra al N de Alcossebre (NE Castelló), en la fachada costera de la Serra d'Irta (Fig, 1). Donde la Sierra está ligeramente retirada de la línea de costa, se disponen un conjunto terrazas de pendiente suave y de pequeñas dimensiones. Mateu (1982) las define como "acera aluvial adosada al pie del frente costero de la Serra d'Irta". Desde un punto de vista geológico, la Serra d'Irta está constituida, básica-mente, por materiales jurásicos (IGME, 1973) con algún afloramiento cretácico (Forner y Brewster, 2013). Donde la sierra presenta retranqueo respecto al mar se han depositado conglomerados cuaternarios sobre las calcáreas jurásicas por aporte de los barrancos. Se trata de un conglomerado cuaternario de composición heterogénea, de cantos calizos rodados y poco clasificados. Sobre dichas terrazas rocosas a veces con diversos escalones de medio a dos metros de

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.



Fig. 1. Área de estudio y ubicación de los bloques
Fig. 1. Study site and boulder location

altura, sobre las que baten las olas, se disponen los bloques.

Por lo que respecta al clima marítimo, los datos han sido obtenidos de los últimos (Punto SIMAR 2088123 (www.puertos.es)) situado frente a Alcossebre. Este sector litoral se encuen-tra sometido a un clima marítimo caracterizado por una Hs, donde el 95% de la altura de ola es inferior a 2 m y el 0,1% supera los 4 m. El Hmax registrado es de 3,76 m, mientras que para el Tp asociado, el 73% es inferior a 6 s, siendo el máximo registrado de 11,36 s. En cuanto a la dirección, la componente principal procede del E, con una frecuencia que alcanza el 19% y el SSE con 17%.

Álvarez-Gómez et al. (2011) mode-lizaron los tsunamis generados con epicentros cercanos a la península ibérica y a las Baleares. Los resultados obtenidos muestran mapas con altura de ola máxima y de tiempos de viaje del tsunami, a partir de nueve fuentes sísmicas entre las que se encontraban las de los terremotos de Al-Asnam, 1980 y Boummerdes-Zemmouri, 2003. En el caso la costa de Castellón las fuentes tsunamíticas definidas por Álvarez-Gómez et al. (2011) son la S-1 y S-2, que podrían ser las responsables de los flujos que afectan a estas costas rocosas, con alturas del frente de onda superiores a 2 m. Las estimaciones de tiempos de viaje de las olas para alcanzar Castellón son de entre 60' y 90' (Sahal et al., 2009) tras cruzar el canal compren-dido entre las islas de Eivissa y Mallorca.

Objetivos y metodología

El trabajo se centra en el análisis de bloques de grandes dimensiones situados en la costa rocosa de Alcossebre (Fig. 1) y parte de la hipótesis de que estos pueden corresponder a eventos de tsunamis. Se caracterizan morfométricamente 14 bloques de mayor tamaño situados sobre las plataformas litorales de Pla de Veleta y Pla de Roda (Fig. 2). De cada bloque se han medido los valores de los tres ejes (A, B y C), su orientación, la cota s.n.m a la que se encuentran, la distancia desde la cornisa del acantilado y sus densidades. Los volúmenes de cada bloque han sido calibrados mediante el método de triangulación (Roig-Munar et al., 2015).

A cada bloque se le han aplicado las ecuaciones de Nott (2003) para bloques sumergidos:

$$Ht = [(\rho s - \rho w / \rho w)\, b2\, c] / [2\,(Cdc2 + Clb2)]$$
$$Hs = [(\rho s - \rho w / \rho w)\, b2\, c] / [0.5\,(Cdc2 + Clb2)]$$

Donde Ht es la altura de la ola de tsunamis, Hs es la altura de la ola de temporal, ρs y ρw son las densidades de bloques y del agua, b es el eje medio del bloque y c la potencia de este. Cl y Cm son coeficientes empíricos de elevación y masa, g es la constante de gravedad y ü el flujo de aceleración.

A los bloques delimitados por juntas y a los subaéreos, se les han aplicado las ecuaciones de Engel y May (2012):

Bloques delimitados por juntas:

$$Ht = (Pb-Pw)\cdot V\cdot(\cos\theta + \mu\cdot \sin\theta)/2\cdot Pw.CL\cdot a\cdot b\cdot q$$

$$Hs = (Pb-Pw)\cdot V\cdot(\cos\theta+\mu\cdot \sin\theta)/0.5\cdot Pw.CL\cdot a\cdot b\cdot q$$



Fig. 2. Bloques imbricados en la costa rocosa de Alcossebre.
Fig. 2. Imbricated boulders at Alcossebre coast.

Donde θ es la pendiente de la base del bloque, μ el coeficiente de fricción empírico estimado en 0,65, CL el coeficiente de sustentación estimado en 0,178 y q un coeficiente del área del bloque, valorado en 0,73.

Bloques subaéreos:

$$Ht = 2 \cdot \mu \cdot V \cdot Pb / CD \cdot (a \cdot c \cdot q) \cdot Pw$$

$$H = 0{,}5 \cdot \mu \cdot V \cdot Pb / CD \cdot (a \cdot c \cdot q) \cdot Pw$$

Donde CD es el coeficiente de arrastre, estimado en 1,95.

Se ha considerado una densidad promedio de 2,58 para el conjunto de los bloques. A los resultados de las ecuaciones se les añaden los valores de la altura s.n.m. donde se encuentra cada bloque para calcular la sobre-elevación o run-up (Zhao et al., 2017). Con ello se obtiene una estimación de la columna de agua necesaria para el arranque y/o el desplazamiento de los bloques hasta su posición actual.

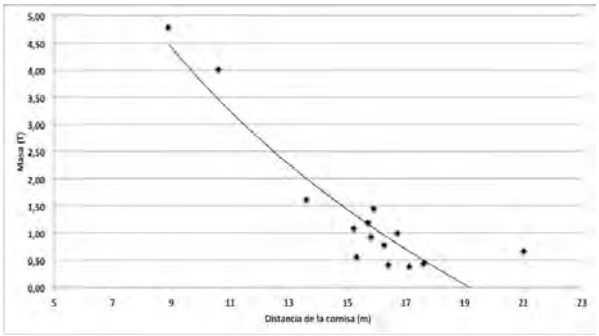


Fig. 3. Distribución de los bloques en función de la distancia a la costa y de su peso.
Fig. 3. Boulders localtion and mass weight as a function of landward distance.

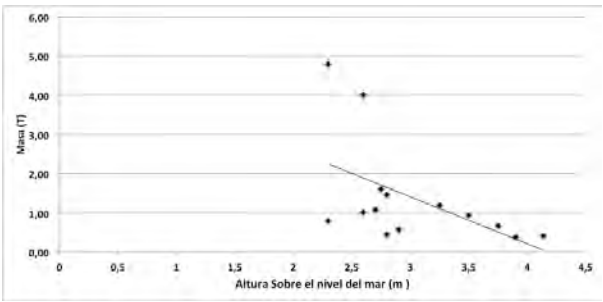


Fig. 4. Distribución de los bloques en función de su altura sobre el nivel del mar y su peso.
Fig. 4. Boulders location according to the height above mean sea level.

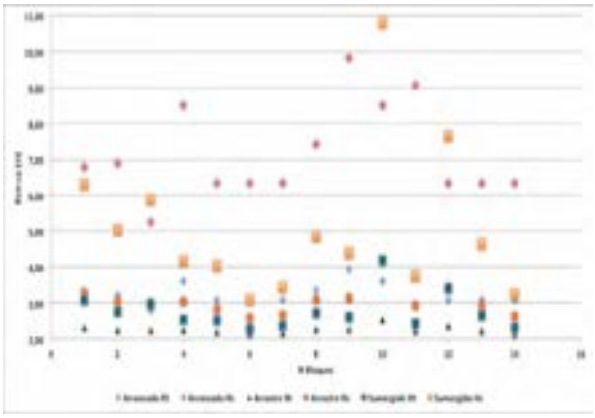


Fig. 5. Sobre-elevaciones necesarias para el desplazamiento de los bloques hasta su posición actual (run-up) bajo diferentes escenarios. Rt: tsunamis, Rb: temporales.
Fig. 5. Wave set-up height under different settings according to the field Boulder mass and shape. Rt: tsunames; Rb: sea-storm.

Resultados

Los bloques se encuentran situados a una altura media de 3,75 m s.n.m. y a una distancia media de 16,25 m de la cornisa del acantilado. A lo largo del mismo, se aprecian morfologías escalonadas, producto del arranque de bloques y denudación de las terrazas sin que se observen impactos derivados del oleaje. El tamaño medio de los bloques (A, B y C) es de 1,35 x 0,91 x 0,44 m y su peso medio de 0,89 T.

La Figura 3 representa la distribución de los bloques en función de su distancia a la costa y de su peso. Se observa una concentración de bloques entre 15 y 16 m de distancia en relación a la cornisa del acantilado, con valores medios de peso de 1,2 T.

En la Figura 4 se muestra la distribución de bloques en función de su peso y su altura s.n.m., donde las máximas concentraciones se sitúan en torno a los 2,8 y 3,9 m de altura, con pesos en torno a 1,7 T.

Estos resultados (Figuras 3 y 4) parecen descartar a priori un emplazamiento debido a la a olas de tormenta sobre el acantilado, más aún cuando encontramos bloques de grandes dimensiones a alturas más elevadas que las olas de temporal y distancias superiores a la influencia de estos y sin evidencias de retrabajamiento.

Los bloques presentan imbricaciones con inclinaciones superiores a los 50º y formaciones de cordones superpuestos, indicadores claros de flujos continuos que

afectaron la costa. La aplicación de las fórmulas de Nott (2003) y Engel y May (2012), permiten obtener la altura mínima del flujo de agua necesario para desplazar cada bloque por medio de oleaje de tormenta (Hs) y de tsunami (Ht). A ellos ha de añadirse la altura s.n.m. del bloque para obtener su sobre-elevación o run-up. Los resultados muestran que para bloques sumergidos se requieren run-ups de tsunamis de 2,78 m mientras que para olas de tormenta se requieren run-ups de 5,10 m sobre la costa (Figura 5). Para el desplazamiento de los bloques aéreos se requiere de run-up de 2,27 m para tsunamis (Rt) y 3,07 m para tormentas (Rs). Mientras que para el arranque de estos bloques se requieren alturas de run-up de 3,3 m para tsunamis (Rt) y 7,18 m para tormentas (Rs). Los bloques presentan una orientación de 118º, coincidiendo con las direcciones dominantes de las trayectorias de tsunamis definidas por Álvarez-Gómez et al. (2011) para los eventos S-1 y S-2, y divergiendo del oleaje dominante de la zona que es de componente E y SE.

Conclusiones

Los bloques se encuentran formando cordones, frecuentemente imbricados y no presentan marcas de retrabajamiento por oleaje de temporal. Los resultados de la formulación de Engel y May (2012) permiten deducir que los bloques no pueden ser transportados y menos arrancados por el oleaje de tormenta máximo registrado, aun cuando se encontraran a nivel del mar. Menos aun cuando se encuentran, como es el caso, a alturas superiores a los 3 m s.n.m. Por todo ello, si se tiene en cuenta los datos del oleaje, juntamente con la distribución espacial, la imbricación de los bloques, y los resultados del cálculo de la sobreelevación o run-up, puede descartarse la posibilidad que el oleaje sea el agente de transporte de dichos bloques. Las características y disposición de los bloques analizados en este acantilado indican que son con mayor probabilidad el producto de tsunamis.

Agradecimientos

A Jessica del Moral por ofrecernos las primeras pistas sobre la presencia de estos bloques analizados.

Bibliografía

Álvarez-Gómez, J. A., Olabarrieta, M., González, M., Otero, L., Carreño, E. y Martínez-Solares, J. M. (2010). The impact of tsunamis on the Island of Majorca induced by North Algerian seismic sources. Turkish Journal of Earth Sciences, 19: 367-383.

Forner, E. y Brewster, J. (2013). First observation of Triops (Crustacea: Branchiopoda: Notostraca) in the Natural Park of the Serra d'Irta (Peníscola, el Baix Maestrat). Nemus, 3: 101-109.

Furlani, S, Pappalardo, M, Gómez-Pujol, L. y Chelli, A. (2014). The rock coast of the Mediterranean and Black seas. In; Geological Society, London, Memoirs 2014, v.40; p89-123.

Hall, A. M. (2011): Storm wave currents, boulder movement and shore platform development: a case study from East Lothian, Scotland. Marine Geology 283: 98-105.

IGME Instituto Geológico y Minero de España. (1973). Mapa geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 594 Alcalá de Chivert. 17 pp. y mapa. Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria. Madrid.

Lario, J., Bardají, T., Spencer, C. y Marchante., A. (2017). Eventos de oleaje extremo en la costa del sureste peninsular: bloques y megabloques como indicadores de tsunamis o tormentas extremas. Geo-Temas, 17, 227-230

Mateu, J. F. (1982). El norte del País Valenciano, geomorfología litoral y prelitoral. 285 pp. Universidad de València, secció de Geografia. València.

Nott, J. (2003): Tsunami or storm waves? Determining the origin of a spectacular field of wave emplaced boulders using numerical storm surge and wave models and hydrodynamic transport equations. Journal of Coastal Research 19: 348-356.

Roig-Munar, F. X., Rodríguez-Perea, A., Martín-Prieto, J. A., Vilaplana, J. M. y Gelabert, B. (2015). Morfometría de bloques de tsunami en las costas rocosas del Este de Mallorca (Islas Baleares). Revista Geo-Temas, 15, 229-232.

Roig-Munar, F.X. (2016). Blocs de tempesta i tsunami a les costes rocoses de les Illes Balears. Anàlisi geomorfològica i morfomètrica. Tesis doctoral inédita. Departament de Geodinàmica i Geofísica. Universitat de Barcelona. 410 pp.

Sahal, A., Roger, J. y Allgeyer, S. (2009): The tsunami triggered by the 21 May 2003 Boumerdès-Zemmouri (Algeria) earthquake: field investigations on the French Mediterranean coast and tsunami modeling. Natural Hazards and Earth System Sciences, 9: 1823-1834.

Scheffers, A. M. y Kinis, S. 2014. Stable imbrication and delicate/unstable settings in coastal boulder deposits: Indicators for tsunami dislocation? Quaternary International. 332: 73-84

Scheffers, A. y Kelletat, D. (2003): Sedimentologic and geomorphic tsunami imprints worldwide - a review. Earth-Science Review, 63, 83-92.

Zhao, X., Chen, Y, Huang, Z y, Gao, Y, 2017. A numerical study of tsunami wave run-up and impact on coastal cliffs using a CIP-based model. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 1-17.

Estudio de los cambios geomorfológicos (2010-2016) mediante la comparación de MDTs de elevada resolución obtenidos por UAVS y técnicas SFM en los acantilados de A Capelada (Galicia, España)

E. Muñoz-Narciso [1], J. Horacio[2,3], J.M. Sierra-Pernas[4] y A. Pérez-Alberti[2,3]

[1] *Fluvial Dynamics Research Group (RIUS), Department of Environment and Soil Sciences, University of Lleida, Lleida, Catalunya*
[2] *Departamento de Xeografía. Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, Galiza*
[3] *Laboratorio de Tecnoloxía Ambiental. Instituto de Investigacións Tecnolóxicas. Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, Galiza*
[4] *Asociación de Veciñas e Veciños de Couzadoiro. Ortigueira (A Coruña), Galiza*

STUDY OF GEOMORPHOLOGICAL CHANGES (2010-2016) BY HIGH QUALITY DEMS, OBTAINED FROM UAVS-AND STRUCTURE FROM MOTION TECHNIQUES IN A CAPELADA´S CLIFFS (GALICIA, SPAIN): This study analyses the geomorphological evolution of a highly dynamic coastal environment between 2010-2016 period (A Capelada, Galicia). The main challenge was obtaining high quality topographical data for quantifying the changes during the last few years using low cost-high quality techniques (i.e. Structure from Motion-Multi View Stereoscan, hereafter referred to as SfM-MVS) in remote areas. Unmanned Aerial Vehicle platforms (drones, hereafter referred to as UAVs) and SFM-MVS offer ultrahigh-density topographical data. Furthermore, the use of drones and SfM-MVS close range images requires new applications in geomorphology for understanding the workflow, limitations and opportunities. In this paper we present the 2 main results: (i) a 5 centimeter spatial resolution DEM (i.e. 2016) was obtained using a @DJI Phantom 3 advanced model drone and (ii) quantification of geomorphological processes between 2010 and 2016 in Teixidelo´s valley. For obtain (i) we follow a standard SfM workflow acquiring pictures by UAVs that were post-processed in Agisoft PhotoScan Pro 1.2.6 version by SfM-MVS techniques, generating (i) a high-density point cloud (i.e. ~2000 points/ m^2) with 3mm of RMSE (i.e. the point cloud was georeferenced in a geographical coordinates system using ~40 Ground Control Points obtained from differential RTK-GPS and a Total Station network) and for (ii) we obtained a DEM of Differences, which compares official freely available 2010 LiDAR data (i.e. ~2 points/m^2) with a DEMs derived by UAVs-SfM (i). We have observed meter-scale elevation changes (i.e. sediment and erosion budgets). During this time, 75% of the sediment has been mobilized. The novel UAVs and SfM-MVS techniques prove to be great for advancing the study of geomorphological processes in remote areas.

Palabras clave: procesos, balances geomorfológicos, acantilados, UAVs, SfM-MVS, Galicia.
Key words: budgets, geomorphological processes, cliffs, UAVs, SfM-MVS, Galicia.

Introducción

En las últimas décadas, los avances tecnológicos experimentados en cuanto a la aplicación de técnicas en geomática para la cuantificación de procesos en geomorfología (i.e. estaciones totales, GPS de alta precisión, Láser Escáner Terrestre) y técnicas en teledetección (imágenes satelitales de alta resolución, Airbone-LiDAR, fotogrametría digital automatizada, UAVs- plataformas de vuelo no tripuladas, etc.), junto con el análisis SIG, han resultado un salto (i) cualitativo y (ii) cuantitativo en cuanto a la obtención de información de la superficie terrestre. Además, en los últimos años las últimas técnicas han reducido costes económicos, temporales y personales, manteniendo o aumentando la calidad de la información obtenida (i.e. Structure from Motion-Multi View StereoScan, en adelante SfM-MVS, UAVs, drones, imágenes históricas) que ofrecen información topográfica y ortoimágenes de elevada densidad y calidad a bajo coste. En un contexto de cambio global actual, donde es necesario entender y cuantificar los procesos geomorfológicos pasados y actuales, para afrontar el futuro, el avance de estas tecnologías juega un papel clave.

La aplicación de estas técnicas se extiende en todas las disciplinas geomorfológicas: fluvial (Tamminga et al., 2015; Woodget et al., 2015), glaciar (Whitehead et al., 2013) y concretamente de especial interés para nuestro estudio, aplicadas a movimientos en masa (Lucieer et al., 2014; Turner et al., 2015) y geomorfología litoral (Harwin y Lucieer, 2012; Goncalves y Henriques, 2015). Estos antecedentes bibliográficos han asen-

En: García, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

tado las bases metodológicas para el desarrollo del presente estudio, donde se han cuantificado con elevada precisión, los procesos sufridos en los últimos 8 años en un valle costero de elevada pendiente e inaccesibilidad, controlado por fenómenos de erosión costera y dinámica de laderas. La aplicación de las técnicas de SfM-MVS a imágenes de proximidad (i.e.obtenidas mediante UAVs) nos ofrece: (i) ortoimágenes e (ii) información topográfica de elevadísima densidad para su análisis. El uso de estas técnicas, nos permiten controlar la dinámica actual del valle a alta resolución espacial y elevada frecuencia temporal (i.e. estacional).

Presentamos en este caso, el primer ejemplo de una comparación entre Modelos Digitales de Elevación (en adelante, DoD, del inglés DEM of Diferences), donde comparamos 2 MDE de elevada resolución (i.e. 0.5m) obtenidos a partir de las nubes de puntos del vuelo LiDAR 2010 (IGN: Instituto Geográfico Nacional), y fotos de proximidad obtenidas a partir de UAVs (i.e. agosto 2016) aplicando técnicas SfM-MVS. Estos resultados innovadores permiten la cuantificación en 3D de los cambios erosivo-sedimentarios sufridos en el valle de Teixidelo entre los años 2010 y 2016.

Area de estudio

Los acantilados de A Capelada son los acantilados continentales más altos de Europa (la altitud máxima es de 612 m), y están cortados perpendicularmente por pequeños valles abiertos por fracturas. Estos acantilados de cima plana superan, en la mayoría de los sectores, los 32º de pendiente, llegando en algunos lugares a 88º. En su parte superior se extienden superficies aplanadas que no alcanzan los 8º y 16º. El valle de Teixidelo (0.15 km^2) está en contacto con las superficies aplanadas en la zona superior, formando una franja de pendientes pronunciadas. En los sectores más cercanos al frente costero el valle es más ancho y las pendientes son más suaves (Fig. 1).

El valle es altamente dinámico. Se ha medido el balance erosivo/sedimentario entre 2010 y 2016 (i.e. DoD 2016-2010). Dos tipos de procesos controlan la geomorfología

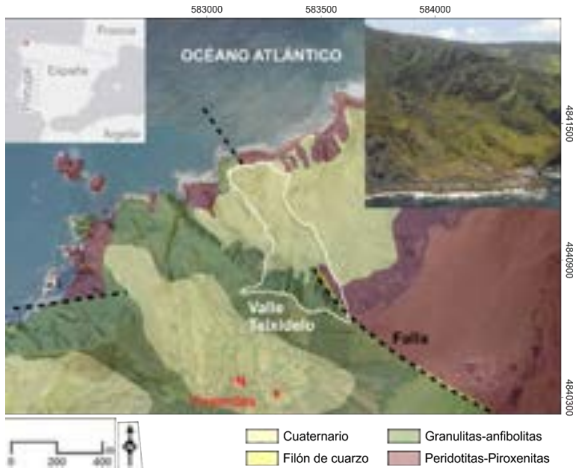


Fig 1: Mapa geológico con la localización del área de estudio (valle de Teixidelo, NW Península Ibérica). Imagen superior derecha © POLGalicia (2010).
Fig. 1. Geological map with the location of the study area (Teixidelo Valley, NW Iberian Peninsula). Top right image © POLGalicia (2010).

por: (i) una fuerte erosión costera causada por tormentas marinas de alta frecuencia, y (ii) procesos de ladera y solifluxión, después de fuertes eventos de precipitación. En cuanto a la distribución granulométrica, domina una distribución caótica y heterométrica (i.e. 10^1-10^{-10} metros) envuelta en una matriz de arcilla, similar a la de los entornos proglaciares.

Metodología

En la figura 2 se explica todo el desarrollo de las fases metodológicas y flujo de trabajo (i.e. planificación previa, trabajo de campo, obtención de datos y post-proceso en gabinete) para la obtención de ortoimágenes, DEM, y posterior DoD para el estudio cuantitativo de la dinámica del valle de Teixidelo.

Resultados

Los resultados a partir de la comparación de los DEMs arrojan que de un total de 14000 m^3 de material, el 74,4% de superficie (i.e. 10980 m^3) se ha erosionado, mientras que el 24,6% restante (i.e. 3782m^3) se ha sedimentado. El máximo de cambios de elevación en la relación erosión / sedimentación fue de 5 metros entre 2010 y 2016 (Fig. 3). De la superficie de estudio, el 90% se ha movilizado debido a los dos pro-

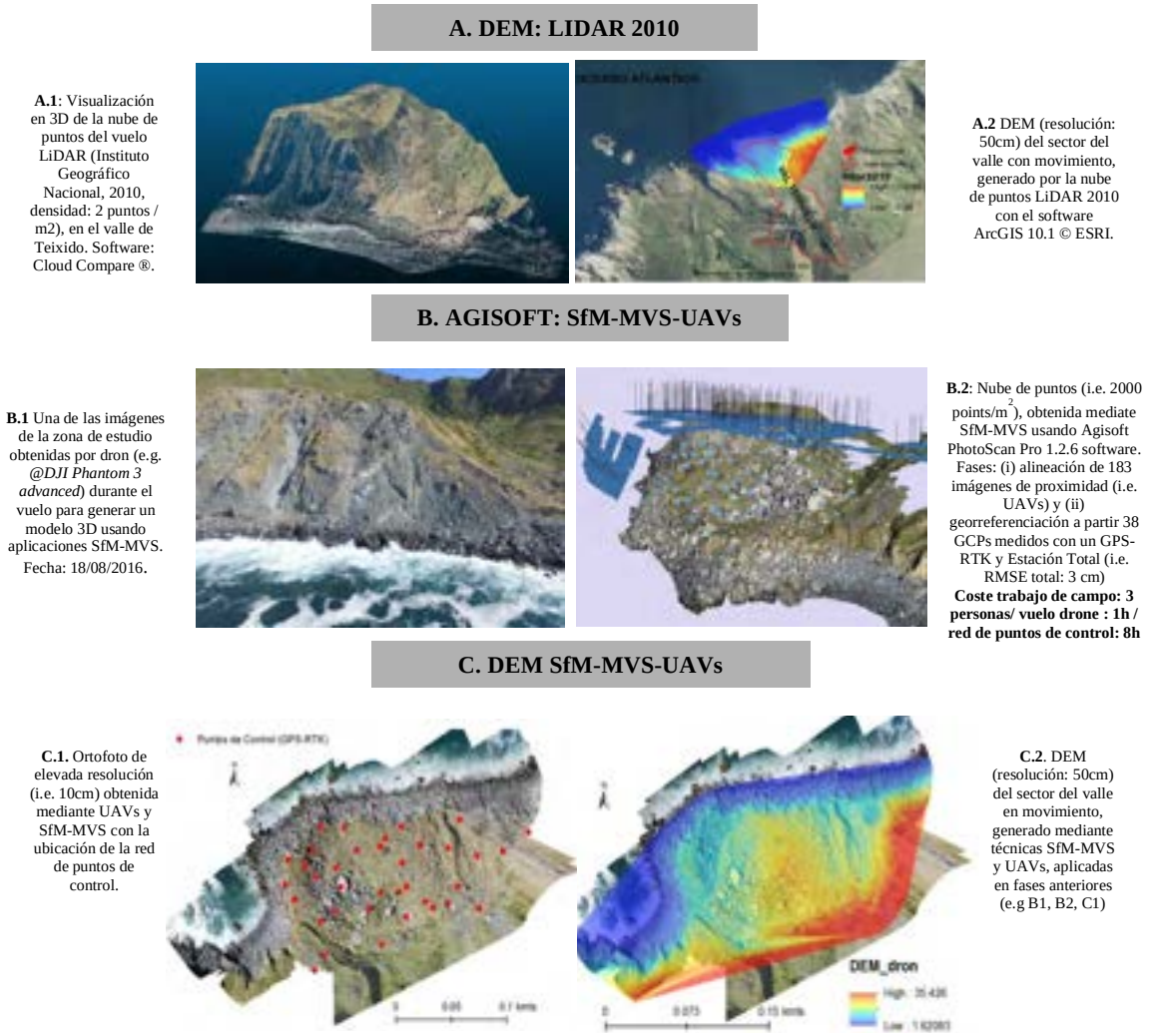


Fig 2: Diseño metodológico y flujo de trabajo para la obtención de (i) DEM a partir del LiDAR 2010 y (ii) DEM 2016 mediante SfM-MVS usando UAVs (i.e. dron).
Fig. 2. Methodological design and workflow for obtained (i) DEM by LiDAR 2010 and (ii) DEM 2016 by SfM-MVS using UAVs (i.e drone)

cesos erosivos principales. La distribución espacial de la relación erosión / sedimentación explica los dos fenómenos de control geomorfológicos dominantes (zoom, Fig. 3).

La erosión costera ha causado una fuerte erosión en el frente costero del valle, que ha sido predominante (a corto plazo y de mayor competencia). Sin embargo, los deslizamientos de tierra y los procesos de solifluxión (largo plazo, menor competencia) con dirección valle-mar (i.e. sur-norte) han causado el movimiento horizontal del material. Este segundo proceso, se visualiza en un campo de bloques de gran tamaño (zoom izquierdo, dirección SE-NW, Fig. 3). El movimiento medio horizontal (i.e. coordenadas x, y) fue aproximadamente de 2.5 metros en los últimos 6 años.

Agradecimientos

El primer autor disfruta de un contrato predoctoral del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte (FPU 13/00168). Se agradece el apoyo por el aporte del instrumental topográfico por la empresa Xestega SLL.

Bibliografía

Goncalves, J.A., Henriques, R., 2015. UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas. ISPRS J. Photogramm. Remote Sens. 104, 101–111.

Harwin, S., Lucieer, A., 2012. Assessing the accuracy of georeferenced point clouds produced via multi-view stereopsis from unmanned aerial vehicle (UAV) imagery. Remote Sens. 4 (6), 1573–1599

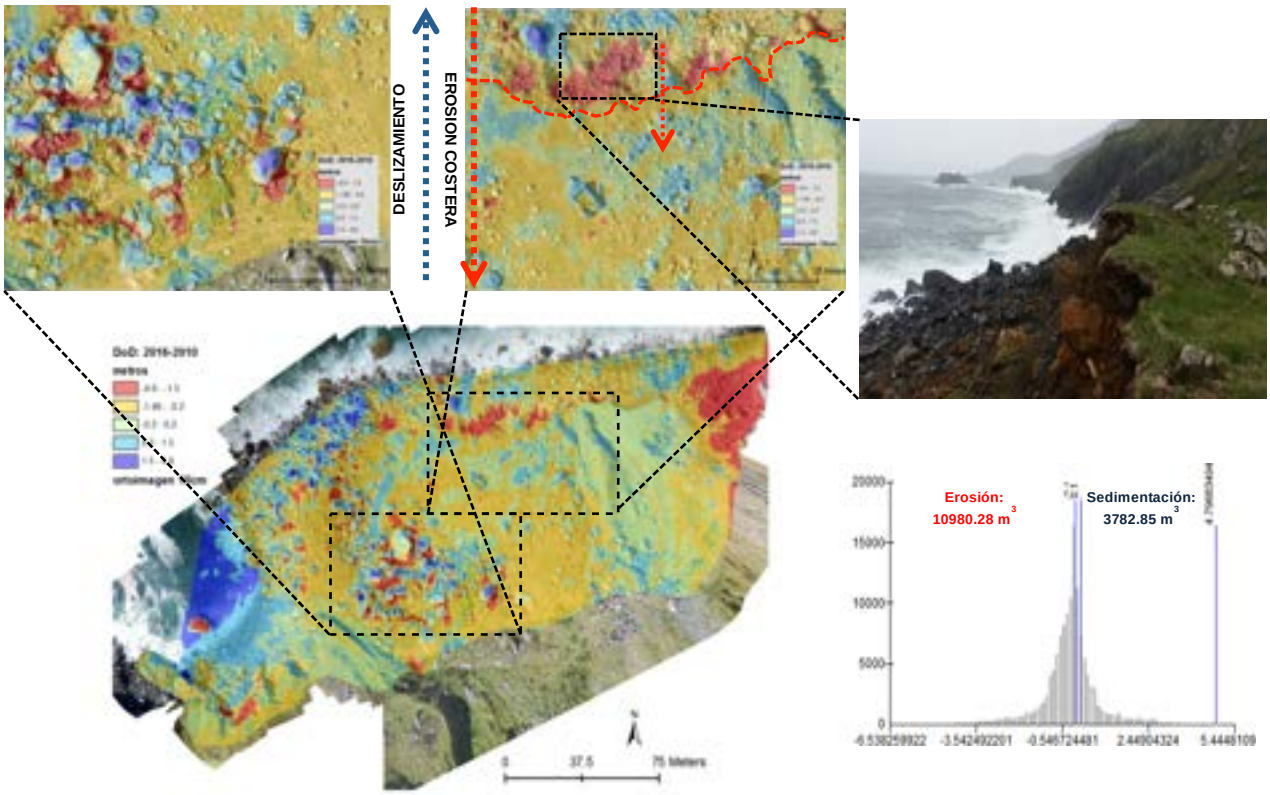


Fig 3: DoD (2016-2010, resolución: 50 cm) entre el vuelo LiDAR 2010 y el modelo obtenido por dron en agosto de 2016. Zoom con 2 tipos de procesos: (i) erosión costera (línea roja, frente costero erosionado) y (ii) deslizamiento de Teixidelo dirección tierra-mar. Histograma con relación erosión / sedimentación y fotografía del frente costero altamente erosionado.

Fig. 3. DoD (2016-2010, resolution: 50cm) between LiDAR 2010 flight and model obtained by drone in august 2016. Zoom with 2 types of processes: (i) coastal erosion (red line; eroded front coast) and (ii) landslide of Teixidelo earth-sea direction. Histogram with erosion/deposition ratio and photo of the heavily eroded coastal front.

Lucieer, A., de Jong, S.M., Turner, D., 2014. Mapping landslide displacements using structure from motion (SfM) and image correlation of multi-temporal UAV photography. Prog. Phys. Geogr. 38 (1), 97–116.

Tamminga, A., Hugenholtz, C., Eaton, B., Lapointe, M., 2015. Hyperspatial remote sensing of channel reach morphology and hydraulic fish habitat using an unmanned aerial vehicle (UAV): a first assessment in the context of river research and management. River Res. Appl. 31 (3), 379–391.

Turner, D., Lucieer, A., de Jong, S.M., 2015. Time series analysis of landslide dynamics using an unmanned aerial vehicle (UAV). Remote Sens. 7 (2), 1736–1757.

Whitehead, K.,Moorman, B.J., Hugenholtz, C.H., 2013. Brief communication: low-cost, ondemand aerial photogrammetry for glaciological measurement. Cryosphere 7 (6), 1879–1884

Woodget, A.S., Carbonneau, P.E., Visser, F., Maddock, I.P., 2015. Quantifying submerged fluvial topography using hyperspatial resolution UAS imagery and structure from motion photogrammetry. Earth Surf. Process. Landf. 40 (1), 47–64.

4
Geomorfología glaciar y periglaciar

Vestigio de glaciarismo en el valle kárstico de Degurixa (Montes Vascos)

A. Castellano-Velasco[1], M. Arriolabengoa[1,2] y A. Aranburu[1,2]

[1] Departamento de Mineralogía y Petrología. Euskal Herriko Unibertsitatea/Universidad del País Vasco, Leioa, Biskaia, País Vasco
[2] Centro Geo-Q Aranzadi, Sociedad de Ciencias Aranzadi, Donostia, Gipuzkoa, País Vasco.

RESIDUAL GLACIAL REMAINS ON THE KARST VALLEY OF DEGURIXA (BASQUE MOUNTAINS): There are few record of Quaternary glaciation along the Basque Mountains, nowadays, there are known only in Aralar range and Gorbea massif. In this work we present a new remain found in Degurixa karst valley, in the western part of Aizkorri range (1551 m). Degurixa is a closed valley, which bottom is at 900 m amsl. In one of its lateral valleys, there is an enlarged deposit (700 m long and 100 - 40 m width) disposed subhorizontally, and composed by unconsolidated and non sorted pebbles, cobles, and boulders within a fine matrix. The lithologies of those sediments are micro-conglomerates and sandstones inherited from the Supra-Urgonian formation that outcrops in the end of the valley. Beyond the end of the deposit (1200 m from the cretaceous rocks) there are same remains of this sediment in form of patches. The data available until now suggest that it is a subglacial deposit.

Palabras clave: depósito subglacial, valle kárstico, grano-selección, Degurixa.
Key words: subglacial deposit, karst valley, sorting, Degurixa.

Introducción

Existe una amplia documentación sobre el glaciarismo Cuaternario a lo largo de la cordillera Cantábrica (norte de la Península Ibérica) (p.ej., Serrano et al., 2013; 2015; Rodríguez-Rodríguez et al., 2015). Desde la cordillera de los Pirineos (Aneto, 3404 m.s.n.m.) al este, hasta Picos de Europa (Torre Cerredo, 2650 m.s.n.m.) al oeste, el punto más bajo de los montes situados en la cordillera Cantábrica es la zona de los Montes Vascos (Aketegi, 1551 m.s.n.m.), y como tal, donde menos se han registrado y/o preservado depósitos y geomorfologías glaciares. A día de hoy, los únicos puntos donde se han descrito procesos de glaciarismo en los Montes Vascos son en el macizo de Gorbea (Serrano et al., 2015) y en la sierra de Aralar (Rico, 2011).

En este trabajo, presentamos por primera vez los depósitos sedimentarios hallados en el polje de Degurixa (sierra de Aizkorri - situado entre el macizo de Gorbea y la sierra de Aralar), y que han sido interpretados como depósitos subglaciales.

El valle kárstico Degurixa

El pequeño valle de Degurixa está situado en el extremo oeste de la sierra de Aizkorri (Fig. 1). Se trata de un valle kárstico ciego, formado en las calizas arrecifales del Aptiense-Albiense del Complejo Urgoniano, y que comprende las características definidas por Gams (1978) para ser reconocido como un polje. El fondo del valle principal se dispone con una longitud aproximada de 1350 m de este a oeste, una anchura máxima de 200 m, y una altura de alrededor de 900 m s.n.m (Fig. 1). Desde el sur confluyen tres pequeños valles de dirección N-S (nombre de los valles de este a oeste: valle de Gaztelu, valle de Uribe, valle de Gestatei; Fig. 1) y que a su cabecera afloran depósitos detríticos de grano grueso del Complejo Supraurgoniano, y que marcan el límite de la divisoria de agua entre la vertiente del mar Cantábrico y el Mediterráneo en esta zona.

El fondo de valle principal está compuesto por sedimento detrítico fino, dando una superficie general horizontal atestado de dolinas de disolución de dimensiones métricas. Más allá del fondo del valle, el lapiaz tipo *kluftkarren* formado a favor del diaclasado aparece desnudo o semi-desnudo, y en menor medida también aparece el lapiaz tipo *Rinnenkarren* en las zonas con más pendiente. Desde las cabeceras de los pequeños valles de dirección N-S existen algunos arroyos que se activan en épocas de lluvia, y que se sumergen por diferentes sumideros después de un relativamente corto

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

recorrido (Arrizabalaga et al., 1997). Según los trabajos del grupo de espeleología AMET, el nivel de base de la zona estaría al menos 500 m por debajo de la superficie actual, según la circulación del rio de la cueva Gaztelu 1 (z: 985 m s.n.m; desarrollo vertical de la cueva: -520 m) que se localiza en Degurixa (Arrizabalaga et al., 1997). La karstificación de esta zona se estima que empezó como mínimo en el Mioceno (Llopis, 1957), y han sido descritos en el valle de Degurixa cavidades horizontales que reflejarían antiguos niveles freáticos (Eraña et al., 2010).

Más allá del karst, al sur de las cabeceras de dos de los pequeños valles afloran rocas detríticas y se forman depósitos de ladera, principalmente de tipo reptación (Fig. 2).

De los tres pequeños valles con dirección

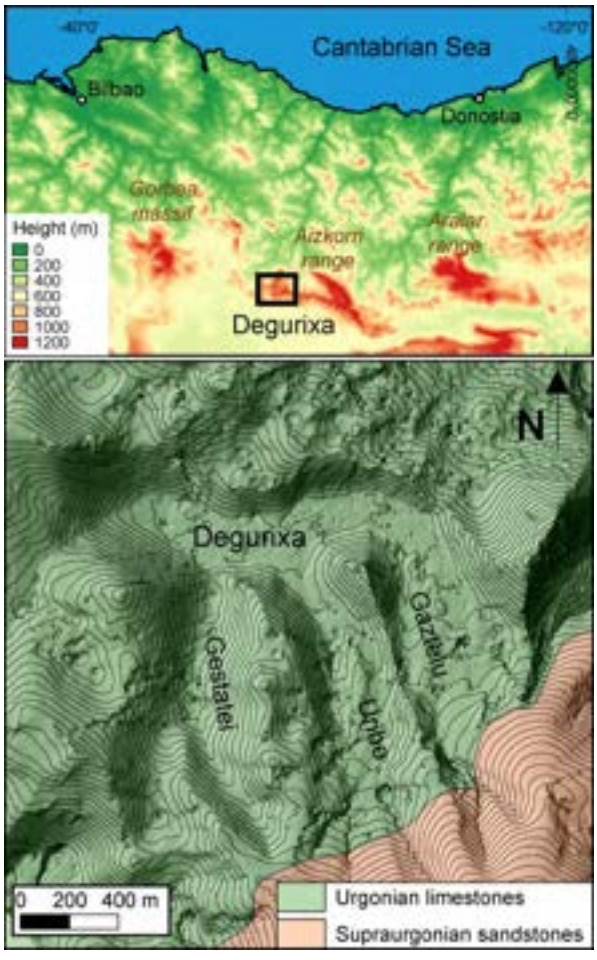


Fig. 1. Arriba la ubicación de Degurixa. Abajo la topografía del polje de degurixa y sus valles, y la división entre las principales litologías.
Fig. 1. Above Degurixa location. Below the topography of Degurixa and its valleys, and the two main lithologies.

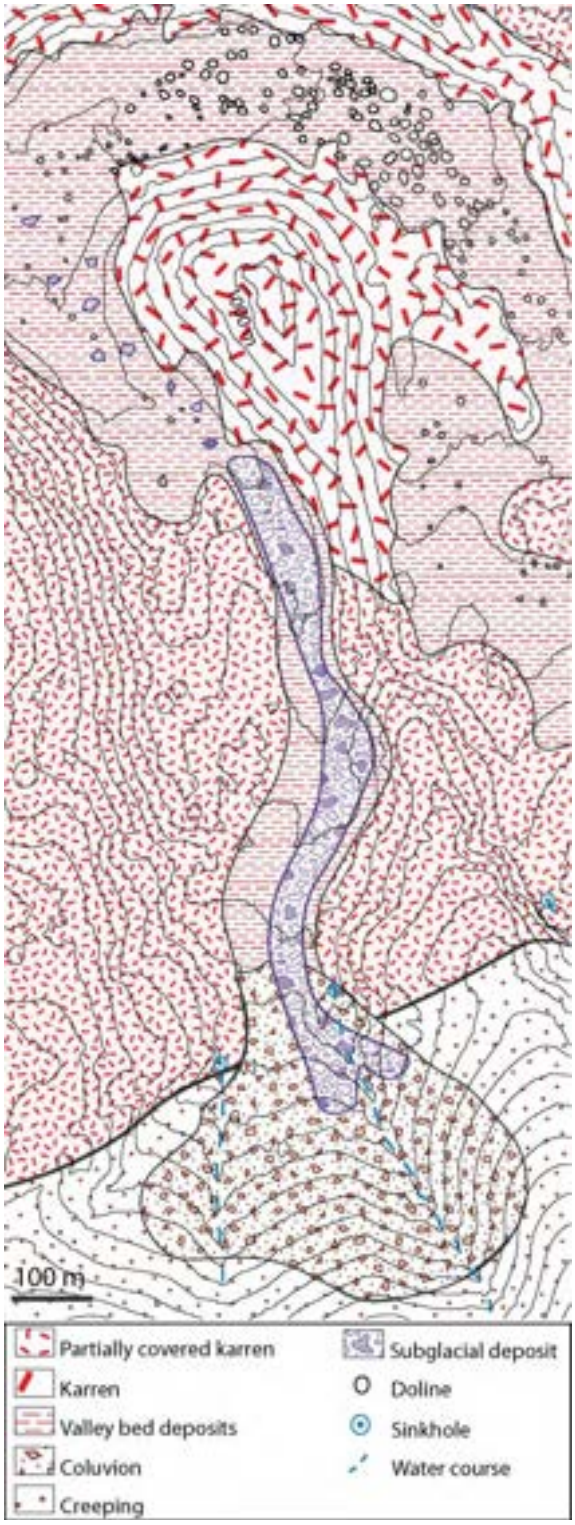


Fig. 2. Mapa de las distintas unidades geomorfológicas en el valle de Uribe.
Fig. 2. Map of geomorphic units along the Uribe valley.

N-S, el valle de Uribe (situado en el centro) es el más largo de los tres (1200 m aprox. De longitud). A diferencia del resto, en su trayectoria desde la cabecera, sobresale un



Fig. 3. a) bloque de microconglomerado situado a lo largo del valle de Uribe; b) bloque de microconglomerado situado en la ladera del valle de Uribe, a la entrada de una sima.
Fig. 3. a) microconglomerate block located along the Uribe valley; b) microconglomerate block located in the Uribe valley slope, in a shaft entrance.

cuerpo sedimentario longitudinal que discurre por el valle y finaliza antes de confluir con el valle de Degurixa. Las características geológicas de este depósito nos hacen pensar que puede tratarse de un cuerpo sedimentario formado por una masa de hielo.

Descripción la formación sedimentaria

Se trata de una formación sedimentaria que se extiende en forma de lengua alrededor de 700 m desde los depósitos de ladera tipo coluvión (Fig. 2) a lo largo del valle de Uribe (0.8 Km^2). Debido a la vegetación que tapiza prácticamente todo el depósito, es difícil establecer donde comienza respecto a los depósitos de ladera, pero una vez que sale del alcance de los depósitos coluviales, discurre paralelo al valle otorgando un pequeño relieve en la mayor parte del recorrido (Fig. 2). Tal y como se ha mencionado arriba, debido a que la vegetación cubre prácticamente toda la superficie del depósito, no existen afloramientos significativos que permitan caracterizar el depósito de forma sistemática. Aún así afloran a lo largo de su recorrido numerosos bloques decimétricos y métricos poco o nulo redondeados, y de composición areniscas gruesas y microconglomerados que provienen de la formación supraurgoniana (Fig. 3a). También en pequeños cortes que presenta el depósito se observa un sedimento fino arenoso con gránulos de cuarcita mal seleccionados y que provienen también de la formación supraurgoniana. Después de recorrer alrededor de 700 m en el depósito pierde altura y se mimetiza con la superficie plana que ofrece el resto del fondo del valle, estableciendo los límites del cuerpo sedimentario. Aún así, más allá del valle, llegando incluso al propio Degurixa, se encuentran pequeños afloramientos aislados de bloques de areniscas gruesas y microconglomerados (Fig. 2). En este mismo sentido, a los laterales del valle también se han encontrado bloques aislados de misma litología, más concretamente relacionados con la entrada de diferentes simas y sumideros del entorno (Fig. 3b).

Interpretación

A falta de un estudio más detallado, la morfología y las características sedimentarias descritas hasta ahora permiten descartar para dicho depósito algunos de los posibles agentes geológicos. Por un lado, no puede tratarse de depósitos de ladera, principalmente por la longitud del recorrido que debería haberse transportado, con al menos 700 m de recorrido con una pendiente menor de 10 grados. También queda descartado el agente fluvial, debido a la limitada capacidad de la cuenca hidrográfica, la mala granoselección del depósito observado, y al bajo grado de redondeamiento que ofrecen los bloques métricos y decimétricos.

El único agente que encaja con el depósito descrito es una masa hielo, tipo glaciar, de forma que el cuerpo sedimentario formado correspondería a un till. La cota a la que se sitúa el polje de Degurixa se encuentra dentro del rango en el que aparecen gran parte de las morfologías glaciales en los Montes Cantábricos (Rodríguez-Rodríguez et al., 2015). Cabe mencionar que en la actualidad,

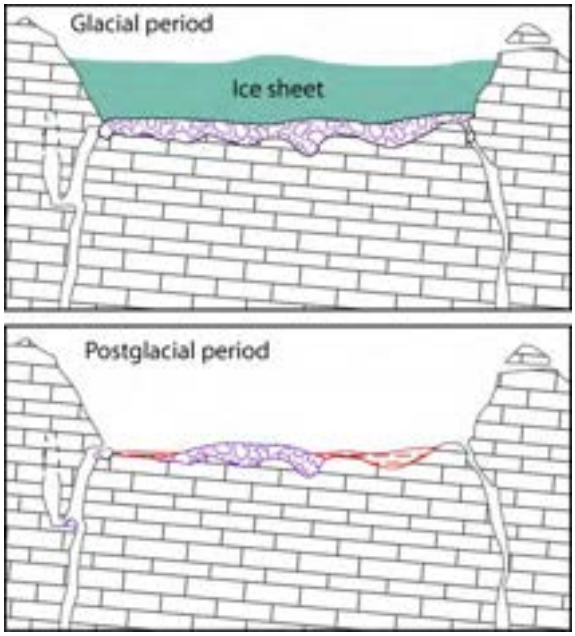


Fig. 4. Desarrollo del depósito de till desde su formación hasta la actualidad.
Fig. 1. Till deposit development since its formation to current days.

cuando caen las nevadas en el entorno, Degurixa funciona como un nevero, y la nieve perdura durante más tiempo que en crestas y collados más altos situados alrededor. Respecto al depósito sedimentario, el hecho de que aflore dando un relieve positivo en el centro y negativo hacia los laterales del valle, se podría deber a la erosión y desmantelamiento del depósito a través del agua del deshielo, que pudo remover el sedimento hacia las entradas de las simas y sumideros que se encuentra a lo largo del valle (Fig. 4).

Conclusiones

En este trabajo se ha presentado el hallazgo de un depósito interpretado como till, en el polje de Degurixa, constatando la existencia de glaciarismo en la sierra de Aizkorri. La falta de afloramientos no permite ahondar por ahora más allá en las conclusiones. Por otra parte, el hecho de conocer la existencia de masas de hielo en un valle kárstico, abre otras posibilidades para su estudio, como por ejemplo el estudio de depósitos sedimentarios de las cuevas para comprender la evolución del glaciarismo (Ballesteros et al., 2017). En este sentido, la identificación de nuevos depósitos de glaciarismo en los Montes Vascos permitirá comprender mejor la evolución paleoambiental de la región.

Agradecimientos
Los autores quieren agradecer por la ayuda e información prestada al grupo espeleológico de AMET.

REFERENCIAS

Arrizabalaga, I., Arrue, K., Azkarate, X., Azkoaga, X., Eraña, C., Eraña, R., Olalde, A., Ugarte, S., Ugarte, J., Dulanto, D. 1997. El karst de Andarto - Kurtzebarri - Orkatzategi. Karaitza 6, 21-33.

Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., Giralt, S., DeFelipe, I., García-Sansegundo, J. 2017. Glacial origin for cave rhythmite during MIS 5d-c in a glaciokarst landscape, Picos de Europa (Spain). Geomorphology 286, 68-77.

Eraña, C., Arrizabalaga, I., Arrue, K., Azkarate, X., Azkoaga, X., Berezibar, A., Dorado, J., Dulanto, D., Eraña, R., Esperasate, J., Exposito, J.M., Ezkibel, I., Galdos, A., Lakontxa, J., Olalde, A., Richard, L., Ugarte, J., Ugarte, S., Zabaleta, P. 2010. El paleokarst de Aizkorri. Karaitza 18, 20-31.

Gams, I. 1978. The polje: the problem of its definition. Zeitschrift für Geomorphologie 22, 170-181.

Llopis, L. 1957. Características hidrogeológicas de la cuenca de alimentación del manantial de Urbaltza (Mondragón-Guipúzcoa). Revista de Ciencias VII(1), 3–56.

Rico, I. 2011. Glacial morphology and evolution in the Arritzaga valley (Aralar range, Gipuzkoa). Revista Cuaternario y Geomorfología 25, 83-104.

Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M. J., Aranburu, A. 2015. Research history on glacial geomorphology and geochronology of the Cantabrian Mountains, north Iberia (43–42°N/7–2°W). Quaternary International 364, 6-21.

Serrano, E., González-Trueba, J. J., Pellitero, R., González-García, M., Gómez-Lende, M. 2013. Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Geomorphology*, *196*, 65–82.

Serrano, E., Gómez-Lende, M., González-Amuchastegui, M. J., González-García, M., González-Trueba, J. J., Pellitero, R., Rico, I., 2015. Glacial chronology, environmental changes and implications for human occupation during the upper Pleistocene in the eastern Cantabrian Mountains. Quaternary International 364, 22-34.

La existencia de permafrost en la cuenca mediterránea desde la última glaciación

M. Oliva[1], M. Žebre[2], M. Guglielmin[3], A. Çiner[4], G. Vieira[5], X. Bodin[6], N. Andrés[7], R.R. Colucci[8], C. García-Hernández[9], P. Hughes[10], C. Mora[5], J. Nofre[11], D. Palacios[7], A. Pérez-Alberti[12], A. Ribolini[13], J. Ruiz-Fernández[9], M.A. Sarıkaya[4], E. Serrano[14], P. Urdea[15], M. Valcárcel[12], J. Woodward[10], C. Yıldırım[4]

[1] *Department of Geography. University of Barcelona. Barcelona, Catalunya*
[2] *Geological Survey of Slovenia, Slovenia*
[3] *BICOM, Insubria University, Italy*
4 *Eurasia Institute of Earth Sciences, Istanbul Technical University, Turkey*
[5] *Institute of Geography and Spatial Planning (CEG), Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal*
[6] *Environment Dynamics and Territories of Mountains (EDYTEM), University of Grenoble, France*
[7] *Department of Physical and Regional Geography, Complutense University of Madrid, Madrid*
[8] *Department of Earth System Sciences and Environmental Technologies, ISMAR-CNR, Italy*
[9] *Department of Geography, University of Oviedo, Oviedo, Asturias*
[10] *Department of Geography, The University of Manchester, United Kingdom*
[11] *Interdisciplinary Centre of Social Sciences, New University of Lisbon, Lisbon, Portugal*
[12] *Department of Geography, University of Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, Galicia*
[13] *Department of Earth Sciences, University of Pisa, Pisa, Italy*
[14] *Department of Geography, University of Valladolid, Valladolid, Castilla-León*
[15] *Department of Geography, West University of Timisoara, Romania*

PERMAFROST CONDITIONS IN THE MEDITERRANEAN BASIN SINCE THE LAST GLACIATION: Cold geomorphological processes in the Mediterranean are limited to the highest mountains. However, past changes on climate conditions have determined the temporal and spatial distribution of glacial and periglacial conditions, including permafrost. Here, we examine permafrost evolution in the Mediterranean considering five main periods: Last Glaciation, deglaciation, Holocene, Little Ice Age (LIA) and present-day. The presence of inactive permafrost landforms and sedimentary records suggests that the lower limit of permafrost during the Last Glaciation was around 1000 m lower than nowadays. Non-glaciated slopes above the Equilibrium Line Altitude, permafrost was widespread and favoured the development of rock glaciers and block streams, together with meter-sized stone circles in summit areas. The onset of deglaciation (19-20 ka) left ice-free terrain affected by intense periglacial dynamics, with the development of rock glaciers, protalus lobes and block streams. These features became progressively inactive as temperatures rose during the Bølling-Allerød. Following the Younger Dryas glacial advance, the last massive deglaciation took place during the Early Holocene, in parallel to a gradual shift of the periglacial belt to higher elevations. Since then, widespread permafrost conditions have not existed, with only sporadic permafrost patches in the highest massifs exceeding 2500-3000 m. During the LIA, the colder climate favoured the expansion of permafrost in the highest massifs. Post-LIA warming has conditioned glacial shrinking, migration of periglacial activity to the highest lands and degradation of alpine permafrost.

Palabras clave: Cuenca del Mediterráneo, permafrost, Último Máximo Glaciar, deglaciación, Holoceno.
Key words: Mediterranean basin, permafrost, Last Glacial Maximum, deglaciation, Holocene.

Introducción

La Cuenca del Mediterráneo constituye un área de transición entre la zona climática subtropical y las regiones templadas más características de las latitudes medias. Esta región tiene su propia dinámica climática, condicionada por la presencia de un mar casi cerrado (el Mediterráneo), y un paisaje complejo definido por grandes cadenas montañosas periféricas, costas escarpadas y numerosas islas y archipiélagos. La mayoría de los trabajos sobre procesos geomorfológicos fríos en las montañas mediterráneas se han centrado en las glaciaciones cuaternarias (Hughes et al., 2006, 2007; Hughes y Woodward, 2008, 2017), mientras que el permafrost y los procesos periglaciares han recibido menos atención.

Por ello, el objetivo general de este artículo es examinar la distribución espacial del permafrost en las montañas de la región

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

mediterránea desde la Última Glaciación hasta la actualidad.

Para ello, se dará respuesta a las siguientes cuestiones:

• Reconstruir la evolución espacio-temporal del permafrost desde la Última Glaciación.
• Identificar las áreas y fases estudiadas en mayor o menor profundidad.
• Discutir los procesos asociados al permafrost dentro de la evolución climática y ambiental acontecida desde la Última Glaciación.
• Señalar futuras líneas de trabajo.

Área de estudio

Cubriendo una superficie de 2,5 millones de km^2, el Mediterráneo constituye una cuenca casi cerrada entre el sur de Europa (norte), Anatolia (este), norte de África (sur) y la Península Ibérica (oeste), sólo conectada con el Océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar (aprox. 15 km). Etimológicamente, Mediterráneo deriva del latín 'medius' (medio) y 'terra' (tierra), enfatizando así una de las principales características de la región: la presencia de montañas cerca del mar. Varias cadenas montañosas y volcanes que superan los 2.500-3.000 m se extienden a escasos km de la costa.

Esta cuenca se emplaza entre la influencia climática de los vientos del oeste de latitudes medias y las altas presiones continentales y subtropicales. Las numerosas penínsulas, islas, costas accidentadas y cordilleras determinan una amplia diversidad de topoclimas en la región, que explican la variedad de procesos edáficos, geomorfológicos, hidrológicos y biológicos. La variabilidad del clima cuaternario ha seguido diferentes patrones espacio-temporales, lo que ha determinado la tipología e intensidad de los procesos geomorfológicos fríos. La dinámica glaciar y periglaciar ha modelado las partes más elevadas de los macizos más altos durante el Pleistoceno superior (Oliva et al., 2016; Hughes y Woodward, 2017). Aunque los procesos periglaciares actuales en estas montañas se asocian principalmente a la existencia de suelo helado estacional, los ambientes afectados por condiciones de permafrost en el pasado fueron más extensos, como atestiguan una amplia variedad de registros sedimentarios y formas geomorfológicas.

Metodología

Este artículo presenta un análisis exhaustivo de la literatura científica ya publicada sobre la evolución del permafrost en la Cuenca del Mediterráneo desde la Última Glaciación. Para examinar el patrón espacio-temporal de la distribución del permafrost en la región, ésta se subdividió en las siguientes zonas: Península Ibérica, Alpes meridionales, Península Itálica, Balcanes, Anatolia, Norte de África e islas. Para cada una de las áreas, el análisis se ha centrado en cinco períodos: Última Glaciación, deglaciación, Holoceno, Pequeña Edad de Hielo (PEH) y actualidad.

Resultados y discusión

La variabilidad climática cuaternaria ha condicionado la distribución espacial de los procesos glaciares y periglaciares en la región mediterránea, incluyendo el área con permafrost. Las etapas glaciares favorecieron la expansión de los glaciares en las cadenas montañosas aún glaciadas en la actualidad, así como el desarrollo de glaciares en ambientes hoy deglaciados (Woodward, 2009). La glaciación en las montañas mediterráneas ha sido objeto de varias revisiones que se han centrado en el calendario y la geografía de la máxima expansión glaciar en las diferentes regiones de montaña (Hughes et al., 2006, 2007; Hughes y Woodward, 2008, 2017). El aumento de temperatura registrado durante los periodos interglaciares, como el actual, el Holoceno, condicionó la desaparición o un gran retroceso de los glaciares, así como la migración de los procesos periglaciares y el permafrost a cotas más altas (Oliva et al., 2016).

Última Glaciación

El calendario de la máxima expansión glaciar de la Última Glaciación muestra un patrón diacrónico entre las diferentes cordilleras. En general, la Línea de Equilibrio Altitudinal (ELA, en su acrónimo inglés) se emplazó por encima de 1.500-2.000 m durante la Última Glaciación (Hughes et al., 2006),

aumentando hacia el este hasta 2500-3.000 m en montañas de Turquía y Líbano (Messerli, 1967). El permafrost se extendía por el centro de Francia y norte de los Balcanes (Vandenberghe et al., 2014). Las condiciones climáticas secas y frías promovieron una actividad eólica intensa, con la deposición de depósitos de *loess* en ambientes no glaciados del centro-norte de Europa y norte de Italia. La presencia de cuñas de hielo y evidencias de crioturbación aparece en algunas cuencas, como en la Panonia y zonas de la Meseta española (Oliva et al., 2016), posiblemente asociado a un suelo congelado estacional-mente profundo, con posibles bolsas aisladas de permafrost. Inmediatamente por debajo de los ambientes glaciados se encontraba el cinturón periglaciar afectado por un régimen de permafrost, con suelo helado estacional al pie de las montañas y en mesetas de cierta altura (600-1.200 m). El permafrost también se extendió por laderas no glaciadas por encima de la ELA como lo revela la existencia de geoformas actualmente inactivas, tales como glaciares rocosos y corrientes de bloques. En áreas somitales relativamente planas se desarrollaron círculos de piedras de dimensiones métricas.

Deglaciación

El proceso de deglaciación iniciado en torno a 18-19 ka en muchas montañas de la orla alpina mediterránea (Clark et al., 2009) incluyó también algunos avances glaciares significativos. Éste es el caso del Oldest Dryas y Younger Dryas (YD), fases en que todas las altas montañas mediterráneas registraron avances glaciares notables (Akçar et al., 2014; Giraudi, 2015; Palacios et al., 2017). La disminución térmica durante estas fases debió de favorecer el desarrollo de permafrost alpino. La existencia de varias generaciones de formas asociadas al permafrost, muchas hoy inactivas y otras fosilizadas (suelos ordenados, lóbulos protalud o glaciares rocosos) parece tener su origen en estas fases (Oliva et al., 2016). Su génesis estaría, pues, vinculada a la dinámica paraglaciar que se extendía por los circos y altas cabeceras después de su deglaciación (Ballantyne, 2002).

Holoceno

La variabilidad climática holocena ha sido significativa en toda la región mediterránea y ha afectado la tipología e intensidad de los procesos geomorfológicos fríos en las montañas del Mediterráneo. El inicio del Holoceno promovió una reducción acelerada de los glaciares, que desaparecieron en muchos macizos durante el Holoceno inferior (Gómez Ortiz et al., 2012; García Ruiz et al., 2016). Estos ambientes anteriormente glaciados fueron reemplazados por la dinámica periglaciar, que se expandió hacia cotas más elevadas (Oliva et al., 2016). Durante las fases más cálidas, solo los ambientes superiores a 2.500-3.000 m incluyeron un cinturón periglaciar caracterizado por condiciones de suelo congelado estacional, con permafrost limitado a los macizos más elevados de Pirineos, Alpes Marítimos y Anatolia. La mayoría de las formas periglaciares activas durante el YD se tornaron gradualmente inactivas, y solo se reactivaron durante las etapas más frías del Holoceno. Las geoformas relacionadas con el permafrost (ej. glaciares rocosos) permanecieron activas hasta el Holoceno temprano en los macizos más altos (Kuhlemann et al., 2009; Palacios et al., 2016).

PEH

La PEH ha sido el período más frío en el que muchos glaciares alcanzaron su mayor volumen en los últimos 10.000 años (Oliva et al., 2018). En la región mediterránea, las condiciones climáticas más frías y (generalmente) más húmedas que las actuales también favorecieron la presencia de glaciares más grandes y más numerosos (Hughes, 2014). El dominio espacial de la dinámica periglacial también se expandió a cotas más bajas, con procesos criogénicos más intensos. Durante la PEH, las geoformas derivadas de la existencia de permafrost, como los glaciares rocosos y los lóbulos protalud, se reactivaron en las laderas más elevadas de los macizos principales, generalmente por encima de 2.400-2.500 m (Oliva et al., 2016). La mayoría de los glaciares rocosos actualmente activos derivan de glaciares de la PEH, y por lo tanto, tienen un origen glaciogenético. A su vez, cabe mencionar la existencia de cuevas de hielo,

que se consideran ambiente de permafrost esporádicos (Luetscher et al., 2013).

Actualidad

En el Mediterráneo occidental, como en otras partes de esta cuenca, el aumento de temperatura desde los últimos pulsos fríos de la PEH se ha estimado en 1 ºC y 2 ºC de incremento desde el Mínimo Maunder (Oliva et al., 2018). Este aumento ha conllevado el retroceso y/o desaparición de los glaciares, aumento de la actividad paraglaciar, migración de procesos periglaciares a cotas más altas, cambios geoecológicos y degradación del permafrost alpino (Oliva et al., 2016). En el Mediterráneo occidental y central, el suelo permanentemente congelado rara vez se encuentra por debajo de 2.500 m, el permafrost discontinuo se detecta general-mente entre 2.500 y 2.800-3.000 m y el permafrost continuo se distribuye en ambientes libres de hielo por encima de este nivel.

Conclusiones y perspectivas

En la actualidad, los procesos geomorfológicos de clima frío en el Mediterráneo se limitan a las áreas de montaña más elevadas. Sin embargo, las condiciones climáticas que prevalecieron durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno han condicionado importantes variaciones espacio-temporales del dominio glaciar y periglaciar, incluido el permafrost. Los artículos científicos y los informes internacionales coinciden en anticipar que esta cuenca será uno de los sectores donde las variaciones climáticas serán más pronunciadas, con un calentamiento significativo y lluvias más reducidas. Ello conllevará una reducción del espacio afectado por el permafrost, que incluso desaparecerá en aquellas áreas donde persisten bolsas aisladas en rápido proceso de degradación.

Agradecimientos

Marc Oliva agradece el apoyo del programa de investigación Ramón y Cajal (RYC-2015-17597) y del grupo de investigación ANTALP (Antarctic, Arctic, Alpine Environments; 2017-SGR-1102). El trabajo se encuadra en la temática del proyecto PALEOGREEN (CTM2017-87976-P).

Bibliografía

Akçar, N., Yavuz, V., Ivy-Ochs, S., Reber, R., Kubik, P.W., Zahno, C., Schlüchter, C. 2014. Glacier response to the change in atmospheric circulation in the eastern Mediterranean during the Last Glacial Maximum. Quaternary Geochronology, 19, 17-41.

Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M. 2009. The last glacial maximum. Science, 325, 710-714.

García-Ruiz, J.M., Palacios, D., González-Sampériz, P., Andrés, N., Moreno, A., Valero-Garcés, B., Gómez-Villar, A. 2016. Mountain glacier evolution in the Iberian Peninsula during the Younger Dryas. Quaternary Science Reviews, 138, 16-30.

Giraudi, C. 2015. The Upper Pleistocene deglaciation on the Apennines (Peninsular Italy). Cuadernos de Investigación Geográfica, 41(2), 87-105.

Hughes, P.D. 2014. Little Ice Age glaciers on Mediterranean mountains. Mediterranée 112, 63-79.

Hughes, P.D., Woodward, J.C. 2008. Timing of glaciation in the Mediterranean during the last cold stage. Quaternary Science, 23 (6-7), 575-588.

Hughes, P.D., Woodward, J.C. 2017. Quaternary glaciation in the Mediterranean mountains. In: Hughes, P., Woodward, J. (Eds), Quaternary Glaciation in Mediterranean Mountains, Geological Society of London Special Publication, 433, 1-23.

Hughes, P.D., Woodward, J.C., Gibbard, P.L. 2006. Late Pleistocene glaciers and climate in the Mediterranean region. Global and Planetary Change, 50(1-2), 83-98.

Hughes, P.D., Woodward, J.C., Gibbard, P.L. 2007. Middle Pleistocene cold stage in Mediterranean: new evidence from the glacial record. Earth and Planetary Science Letters, 253, 50-56.

Kuhlemann, J., Krumrei, I., Kubik, P.W. 2009. Last glaciation of the Šara Range (Balkan Peninsula): Increasing dryness from the LGM to the Holocene. Austrian Journal of Earth Science, 102, 146-158.

Luetscher, M., Borreguero, M., Moseley, G.E., Edwards, R.L. 2013. Alpine permafrost thawing during the Medieval Warm Period from cryogenic cave carbonates. The Cryosphere, 7, 1073-1081.

Messerli, B. 1967. Die eiszeitliche und die gegenwartige Vergletscherung in Mittelmeerraum. Geographica Helvetica, 22, 105-228.

Oliva, M., Serrano, E., Gómez Ortiz, A., González, M.J., Palacios, D., Pérez-Alberti, A., Pellitero, R., Ruiz-Fernández, J., Valcárcel, M., Vieira, G., Antoniades, D. 2016. Spatial and temporal variability of periglaciation of the Iberian Peninsula. Quaternary Science Reviews, 137, 176-199.

Oliva, M., Ruiz-Fernández, J., Barriendos, M., Benito, G., García-Ruiz, J.M., Giralt, S., Gómez Ortiz, A., Hernández, A., López-Costas, O., López-Moreno, J.I., López-Sáez, J., Moreno, A., Serrano, E., Tejedor, E., Trigo, R., Valero, B., Vicente-Serrano, S. 2018. The Little Ice Age in Iberian mountains. Earth Science Reviews, 177, 175-208.

Palacios, D.; Gómez-Ortiz, A.; Andrés, N., Salvador, F., Oliva, M. 2016. Timing and new geomorphologic evidence of the Last Deglaciation stages in Sierra Nevada (southern Spain). Quaternary Science Reviews, 150, 110-129.

Palacios, D., De Andrés, N., Gómez Ortiz, A., García Ruiz, G. 2017. Evidence of glacial activity during the Oldest Dryas in Spain. In: Hughes, P., Woodward, J. (Eds.), Quaternary Glaciation in Mediterranean Mountains, Geological Society of London Special Publications, 433, 87-110.

Vandenberghe, J., French, H., Gorbunov, A., Velichko, A., Jin, H., Zhang, T., Wan, X. 2014. The Last Permafrost Maximum map of the northern hemisphere: permafrost extent and mean annual temperatures, 25-17 ka BP. Boreas, 43, 652-666.

Woodward, J.C. 2009. The Physical Geography of the Mediterranean. Oxford, OUP.

Procesos glaciares y periglaciares en el Pico Lenin (Cordillera del Pamir, Kirguistán)

Marc Oliva [1], Jesús Ruiz Fernández[2]

[1] *Departamento de Geografía, Universidad de Barcelona, Barcelona, Catalunya*
[2] *Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Oviedo, Asturias*

GLACIAL AND PERIGLACIAL PROCESSES IN LENIN PEAK (PAMIR MOUNTAINS, KYRGYZSTAN): Pamir Mountains include peaks exceeding 7000 m, such as Lenin Peak (7134 m) in the northern Zaalai Range. Here, present the first geomorphological map from the area as well as an accurate description the main geomorphological units to reconstruct landscape dynamics from Quaternary cold stages until present-day. Five main units are distributed: (1) Valley floor (2900-3040 m), an ice-free area during Quaternary glaciations reshaped by fluvioglacial and aeolian processes; (2) Hummocky terrain (3040-3500 m) including two moraines left by a piedmont glacier during the Last Glaciation as well as hilly deposits originated by a catastrophic rockfall event; (3) U-shaped valley (3500-3800 m), including moraines and a thick till cover being eroded by alluvial and mass-wasting processes; (4) Mountain valleys (up to 4600-4800 m), with small cirque and alpine glaciers and widespread periglacial processes; (5) Glaciers flowing from the peak until the mountain foot, where they form a debris-covered (surge-type) glacier. The existence of glacial, periglacial and rockfall deposits allows inferring five different environmental stages since the Last Glaciation. The occurrence of active rock glaciers and protalus lobes indicates that the limit of mountain permafrost is now located at 3400-3500 m, with seasonal frozen ground in lower areas.

Palabras clave: Montañas del Pamir, pico Lenin, Cuaternario, glaciarismo, periglaciarismo.
Key words: Pamir Mountains, Lenin Peak, Quaternary, glacial, periglacial.

Introducción

Las altas montañas de Asia Central, incluyendo las del Pamir, constituyen un límite natural en términos de la geografía, el clima y la dinámica ecológica. Las grandes altitudes, carácter masivo y extensión de estas montañas, junto con los escasos collados y la enorme distancia al mar, controlan el clima de la región y determinan un amplio espectro climático dentro de las propias cordilleras así como en las áreas circundantes. La tectónica y el clima condicionaron la colonización humana de estas tierras, así como la posterior evolución de las sociedades durante milenios, lo que explica la existencia de una gran variedad de estilos de vida en esta región (Glantz, 2011). El estudio de los procesos geomorfológicos en las grandes cordilleras de Asia Central ha avanzado sustancialmente las últimas décadas. Sin embargo, en las Montañas de Pamir, este avance ha sido modesto, como sucede en el área del Pico Lenin (7.134 m), donde se centra la presente investigación. Aquí, el papel de los procesos glaciares y periglaciares en la configuración del paisaje ha sido poco abordado. Recientemente, Reznichenko et al. (2017), centrándose en los grandes depósitos *hummocky* distribuidos por el valle de Alai, remarcaron la necesidad de reconsiderar su origen, destacando la acción combinada de procesos glaciares y avalanchas de roca en su formación. Con el objetivo de proporcionar nuevos datos sobre la evolución geomorfológica del área, se pretende dar respuesta a las siguientes cuestiones: i) examinar la distribución de las formas y procesos geomorfológicos, ii) inferir la distribución espacial del permafrost a partir de evidencias geomorfológicas, y iii) discutir la secuencia ambiental desde la Última Glaciación.

Área de estudio

Ubicadas en la interacción entre el Himalaya y otras grandes cordilleras como el Karakórum, Tien Shan, Kunlun e Hindu Kush, las Montañas del Pamir cuentan con picos que superan los 7.000 m. Su vertiente sur incluye uno de los centros glaciares más grandes de Asia Central, con algunos de los glaciares más largos fuera de las zonas polares, como el glaciar Fedchenko (77 km). El macizo Zaalai (o Trans-Alai) es el más septentrional del Pamir, e incluye una superficie cubierta de hielo de 760 y 710 km^2 en sus vertientes norte y sur, respectivamente (Zabirov, 1955). El pico Lenin es su cumbre más alta, haciendo de divisoria entre Tayikistán (S) y Kirguistán (N). Este trabajo se centra en la cabecera septentrional de la cuenca que se extiende

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

desde el pico Lenin hasta el fondo del valle de Alai, una amplia cuenca semiárida que discurre E-W entre 2500 y 3500 m por la que fluye el río Kyzyl-Suu. El complejo relieve del Pamir incluye varios macizos, altos valles y mesetas, así como grandes ríos, cuencas endorreicas y lagos salinos. Este terreno accidentado determina notables diferencias de precipitación y temperaturas, lo que condiciona la dinámica ambiental. En general, el Pamir se caracteriza por un clima seco y frío, con una isoterma de 0 ºC ubicada en 3200-3300 m (Oliva y Ruiz-Fernández, *enviado*). La elevada radiación determina que la Línea de Equilibrio Glaciar se sitúe en cotas donde las temperaturas medias están muy por debajo de 0 ºC, entre 3.800 y 4.000 m, incluso por encima en laderas sur (Barandun et al., 2015). Por debajo prevalece una dinámica criogénica intensa, con procesos periglaciares activos y condiciones de permafrost cerca de los frentes glaciares y por encima en ambientes no glaciados, y suelo estacionalmente congelado en cotas más bajas (Duishonakunov, 2014). El cinturón periglaciar tiene escasa cubierta vegetal y suelos poco desarrollados, con pastizales y turberas en pendientes suaves y cuencas intra-morrénicas. El sustrato se compone básicamente de capas alternas de argilitas, mármol y conglomerados, con abundantes depósitos cuaternarios (Reznichenko et al., 2017).

Fase	Geoformas
Fondo de valle	Abanico aluvial, canales abandonados, terrazas fluviales, guirnaldas
Morrenas de piedemonte	Morrenas *hummocky*, avalanchas de rocas, bloques erráticos, lagos, lagunas, deslizamientos, círculos de piedras, lóbulos de solifluxión, *earth hummocks*
Valle en forma de U	Morrenas hummocy, morrenas laterales y frontales, avalanchas de rocas, deslizamientos, cárcavas, lóbulos de solifluxión, lagos, terrazas fluviales, superficies pulidas.
Valles adyacentes	Circos glaciares, valles colgados, glaciares de circo y alpinos, morrenas laterales y frontales, deslizamientos, avalanchas de rocas, conos de detritos, abanicos aluviales, flujos de derrubios, glaciares rocosos, lóbulos protalud, suelos estriados.
Glaciares	Glaciar cubierto, glaciares alpinos, morrenas laterales y frontales, lagos *kettle*, lagunas supraglaciares

Tabla 1. Principales unidades geomorfológicas.
Table 1. Main geomorphological units.

Metodología

La investigación se centra en el área comprendida entre el pico Lenin y el río Kyzyl-Suu, junto al pueblo de Sary-Moghul (2.940-3.000 m). El trabajo de campo se realizó en agosto de 2017, cuando el área estaba libre de nieve y los rasgos del relieve eran claramente visibles. Se realizó una cartografía *in situ* de las formas de relieve utilizando como base imágenes de Google Earth (03/10/2013). El mapa final se elaboró siguiendo el sistema RCP 77 del *Centre National de la Recherche Scientifique* francés, modificado con adaptaciones propias (Ruiz-Fernández, 2011).

Resultados

E Pico Lenin se eleva 4.000 m del río Kyzyl-Suu que recibe el agua que fluye de la cuenca Achik-Tash. Así, la diferencia de altitud desde las tierras más bajas a los picos más altos se refleja en los diferentes sistemas morfogénicos que encontramos en el área de estudio:

Fondo del valle (2.900 a 3.040 m)

Esta llanura de pendiente suave (~2º) no incluye evidencias de glaciaciones pasadas. La dinámica fluvioglaciar ha construido un gran abanico aluvial que enlaza las morrenas más externas con el río Kyzyl-Suu. Las gravas fluviales y los sedimentos finos cubren el paisaje, con clastos subangulares debido a la intensa meteorización física. Los abanicos están surcados por paleocanales que han sido abandonados a medida que el río ha migrado a través del área, y actualmente están siendo retrabajados por la actividad eólica, con presencia de guirnaldas. Los fuertes vientos movilizan las partículas finas y, junto con las altas tasas de evaporación, impiden los procesos edáficos, con solo pastos dispersos. Varias terrazas fluviales se distribuyen junto al río Kyzyl-Suu y afluentes, incluido el Achik-Tash.

Terreno hummocky (3.040 a 3.500 m)

Los glaciares cuaternarios que descendían por el valle se extendieron por el piedemonte

formando dos complejos de morrenas. Esta área de relieve ondulado con alternancia de topografía convexa y cóncava presenta en la superficie clastos de diferentes litologías (sub)angulares. Se distribuyen sobre suelos inestables sujetos a erosión y movimientos de masa, como sugieren los numerosos deslizamientos y geoformas solifluidales. Se distinguen dos ambientes:

- El contacto entre el abanico aluvial de declive suave y el terreno *hummocky* está definido por montículos a 20 km del frente actual del glaciar Lenin. La cresta más externa debe corresponder a los depósitos glaciares de la fase de máximo avance glaciar de la Última Glaciación. Este depósito se extiende 65 km^2, con montículos sin orientación preferida, morfología alargada y cóncava y dimensiones de hasta 20-40 m de altura y 100-200 m de diámetro (Reznichenko et al., 2017).

- Un segundo sistema se encuentra a 10 km del frente glaciar actual, entre el complejo más externo y el pie de las montañas a 3.330-3.380 m. Este complejo está definido por un borde vertical (50-80 m de altura) que fue depositado por el glaciar en el margen interno del piedemonte durante un avance glaciar posterior al máximo.

Todo este sistema morrénico ha sido intensamente retrabajado por la dinámica post-glaciar, particularmente por una extensa avalancha de rocas que dejó abundantes montículos más pequeños de morfología cónica, 3-5 m de altura y 30-40 m de diámetro, que se extiende formando tres lóbulos a través de 32,5 km^2 (Reznichenko et al., 2017). Hay numerosas lagunas y lagos rellenando las depresiones; tanto endorreicos como exorreicos y drenados por ríos, como sucede con más grande (Tulpar-Kyel) ubicado en el paleocurso del río Achik-Tash (Reznichenko et al., 2017). Loa intensa crioturbación impide la formación de suelos y favorece el desarrollo de círculos de piedras y *earth hummocks*.

Valle glaciar en forma de U (3.500 a 3.800 m)

El valle principal se extiende 6,5 km por una pendiente suave (~4º) desde el pie de las montañas hasta el frente glaciar. A la salida del valle hay una morrena transversal con varios lagos decamétricos situados en las depresiones intra-morrénicas de sus

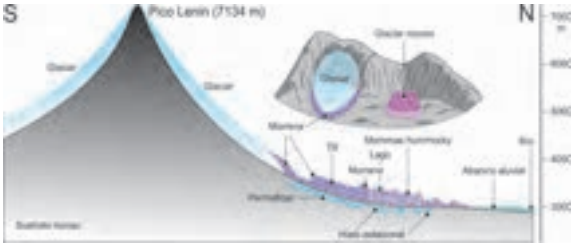


Fig. 1. Esquema de las diferentes unidades geomorfológicas observadas en el área del pico Lenin. *Fig. 1. Sketch of the different geomorphological units observed in Lenin Peak area.*

inmediaciones. El fondo de valle hasta el frente del glaciar está cubierto por un potente depósito sedimentario (till) que está siendo erosionando por la dinámica aluvial y movimientos de masa, originado una meseta en la parte central. Las áreas con pendiente son muy inestables y propensas a la erosión, con abundantes deslizamientos, cárcavas y geoformas solifluidales.

Los afloramientos rocosos muestran una intensa abrasión con estrías glaciares. A 1,5-2 km del frente actual y a cotas de 3.730 y 3.750 m se localizan dos sistemas morrénicos.

Valles de montaña (hasta 4.600 a 4.800 m)

Varias crestas montañosas se distribuyen a ambos lados del valle principal, definiendo valles colgados laterales. En laderas orientadas al norte hay pequeños glaciares de circo y también alpinos que fluyen hasta alturas de 3.800-4.200 m. En el fondo de los valles hay complejos morrénicos vegetalizados que evidencian fases con glaciares más extensos. Las laderas sur y zonas más bajas libres de hielo están afectadas por condiciones periglaciares intensas, con solifluxión generalizada, deslizamientos, conos de detritos, abanicos aluviales y flujos de derrubios. Estas laderas están sujetas a condiciones de permafrost, tal y como evidencia la presencia de numerosos glaciares rocosos y lóbulos protalud existentes. La crioturbación es intensa y genera círculos de piedras y suelos estriados de tamaño centimétrico.

Glaciares (hasta la cima)

La pared norte del pico Lenin se eleva casi 3 km y está completamente glaciada. Su inclinación (35-45°) favorece la existencia de grietas y *seracs* en el glaciar Lenin, que fluye

13 km hasta 3.800 m, en la confluencia de dos glaciares alpinos. Las paredes verticales favorecen las avalanchas de nieve y de hielo que alimentan los glaciares. Sus tramos bajos presentan una cubierta sedimentaria en las áreas de ablación, lo que ha generado lagunas supraglaciares. Se observan áreas libres de hielo hasta 5.300 m, con condiciones periglaciares muy intensas y presencia de permafrost.

Discusión y conclusiones

La gran altitud y la distribución de las cordilleras de Asia Central propician una gran variedad de microclimas, que a su vez determinan la elevación e intensidad de los procesos glaciares y periglaciares. Éste es el caso de la vertiente norte del pico Lenin, que incluye una amplia variedad de procesos y geoformas.

El régimen árido actual en el macizo de Zaalai también debe haber prevalecido en el pasado, explicando las reducidas dimensiones de los glaciares durante la Última Glaciación: a pesar del intenso frío, los glaciares solo se expandieron unos kilómetros más hacia abajo con respecto a los frentes glaciares actuales. Los glaciares de piedemonte se extendieron a los pies del macizo sin llegar al fondo del valle Alai, que debió estar afectado por una intensa dinámica periglaciar durante la mayor parte del Cuaternario. El progresivo retroceso del glaciar Lenin dejó un terreno ondulado que fue retrabajado por eventos catastróficos desencadenados por desprendimientos masivos de rocas desde la pared norte del pico Lenin (Reznichenko et al., 2017). Desde entonces, se han producido algunos períodos de avance y estabilización de los glaciares en los últimos milenios, como sugieren los sistemas morrénicos ubicados cerca del frente actual. Las áreas libres de hielo están sujetas a procesos periglaciares intensos, con permafrost por encima de 3.400-3.500 m y suelo helado estacional por debajo. La mayor parte de las geoformas criogénicas son activas, y están también siendo retrabajadas por otros procesos (aluviales, eólicos o movimientos de masa).

Históricamente, la dinámica natural del paisaje en el área del pico Lenin ha sido sólo modificada por las actividades de pastoreo en los pastizales asociados a la trashumancia local. Sin embargo, este paisaje único atrae cada vez más el interés de escaladores y visitantes, como lo demuestra el crecimiento en el número de yurtas para turistas, así como la expansión del campamento base para escaladores al pie del pico Lenin. En este contexto, y teniendo en cuenta que el área aún no goza de protección ambiental, sería razonable proporcionar un cierto grado de protección ambiental a la zona (por ejemplo, Parque Nacional). En este contexto de creciente presión turística, la singularidad del patrimonio geomorfológico de la zona debe preservarse para las generaciones futuras.

Agradecimientos

Marc Oliva agradece el apoyo del programa de investigación Ramón y Cajal (RYC-2015-17597) y del grupo de investigación ANTALP (Antarctic, Arctic, Alpine Environments; 2017-SGR-1102). El trabajo se encuadra en la temática del proyecto PALEOGREEN (CTM2017-87976-P).

Bibliografía

Barandun, M., Huss, M., Sold, L., Farinotti, D., Azisov, E., Salzmann, N., Usubaliev, R., Merkushkin, A., Hoelzle, M. 2015. Re-analysis of seasonal mass balance at Abramov glacier 1968–2014. Journal of Glaciology, 61, 230, 1103-1117.

Duishonakunov, M.T. 2014. Glaciers and permafrost as water resource in Kyrgyzstan - Distribution, recent dynamics and hazards. Justus-Liebig-Universität Gießen.

Glantz M.M. 2011. The history of hominid occupation of Central Asia in review. Asian Paleoanthropology. Vertebrate Paleobiology and Paleoanthropology, 101-112.

Oliva, M., Ruiz-Fernández, J. enviado. Late Quaternary environmental dynamics in Lenin Peak area (Pamir Mountains, Kyrgyzstan). Science of the Total Environment.

Reznichenko, N.V., Andrews, G.R., Geater, R.E., Strom, A. 2017. Multiple origins of large hummock deposits in Alai Valley, Northern Pamir: Implications for palaeoclimate reconstructions. Geomorphology, 285, 347-362.

Ruiz-Fernández, J. 2011. Geomorphological map of an Atlantic mid-height mountain area: the Juan Robre and Jana Ridge (Cantabrian Range, Northwest Spain). Journal of Maps, 7 (1), 260-272.

Zabirov, R.D. 1955. Glaciation of the Pamirs. Moscow, Geographgiz.

Formas y procesos geomorfológicos en Punta Barnard, Isla Livingston, Antártida Marítima

J. Ruiz-Fernández[1], M. Oliva[2], C.García-Hernández[1], A. Pérez-Alberti[3]

[1] *Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Oviedo, Asturias*
[2] *Departamento de Geografía, Universidad de Barcelona, Barcelona, Catalunya*
[3] *Departamento de Geografía, Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, Galicia.*

LANDFORMS AND GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES IN PUNTA BARNARD, LIVINGSTON ISLAND, MARITIME ANTARCTICA: This work constitutes a preliminary study of the geomorphology of the ice-free area of Punta Barnard (Livingston island, Maritime Antarctica). We have examined the processes and landforms existing in this area, as well as the morphostratigraphic relationships. In addition, the Schmidt hammer was applied as a relative dating tool in one of the two existing rock glaciers. The results show evidence of very active periglacial dynamics, highly controlled by the steepness of the slopes and the grain size of the sediments.

Palabras clave: glaciares rocosos, glaciar cubierto, periglaciarismo, permafrost, Antártida.
Keywords: rock glaciers, debris-covered glacier, periglacial processes, permafrost, Antarctica.

Introducción

El conocimiento geomorfológico de las áreas libres de hielo de la Antártida Marítima en general, y del archipiélago de las Shetland del Sur en particular, ha experimentado avances significativos en las últimas décadas. Son muchos los estudios que han ido esclareciendo las pautas básicas del retroceso glaciar (ej. Seong et al., 2009), el rebote isostático y la consiguiente formación de niveles de playas levantadas (ej. Watcham et al., 2011), la morfodinámica periglaciar (ej. López-Martínez et al., 2012) y la respuesta paraglaciar (ej. Oliva y Ruiz-Fernández, 2015).

Sin embargo, en lo que respecta al proceso de deglaciación acontecido desde el Último Máximo Glaciar, y especialmente durante el Holoceno, es necesario efectuar un esfuerzo en los próximos años por aplicar distintos sistemas de dataciones absolutas, para establecer con precisión el calendario de la deglaciación en este ámbito del continente antártico tan sensible a las oscilaciones climáticas.

Por su parte, en lo referente al estudio del periglaciarismo, si bien se conocen los procesos implicados, el sistema de transferencia de derrubios y las geoformas resultantes (ej. López-Martínez et al., 2012), aún quedan numerosos espacios de interés sin estudiar en detalle. Este es el caso de Punta Barnard, una pequeña área libre de hielo de la isla Livingston (Shetland del Sur, Antártida Marítima) que cuenta con un gradiente altitudinal notable que da lugar a pendientes de gran inclinación y, por tanto, a un ambiente periglaciar extremadamente dinámico, de gran interés desde el punto de vista científico. Por ello, en esta contribución se efectúa una primera aproximación a la geomorfología de Punta Barnard, con los objetivos de: 1) examinar la distribución de las formas y procesos geomorfológicos y 2) profundizar en las diferentes variables que los controlan (pendiente, granulometría de las formaciones sedimentarias, tipo de roca, etc.).

Área de estudio

Punta Barnard constituye un área libre de hielo de 329 ha de extensión situada en el extremo más meridional de la isla Livingston, concretamente en una península contigua por el este a la de Hurd que, en realidad, constituye la caída progresiva del macizo de Friesland hacia el mar (Fig. 1). La mayor elevación del área se alcanza en el monte Veleka (538 m), situado a 700 m del borde costero, si bien hay otras elevaciones igualmente próximas al mar que alcanzan cotas similares, generándose, por tanto, laderas muy inclinadas que, junto a las condiciones climáticas propias del área (Bañon et al., 2013), propician la existencia de una dinámica geomorfológica muy activa. Este

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.



Fig. 1. Localización del área de estudio.
Fig. 1. Location map of the study area.

estudio preliminar sobre la geomorfología de Punta Barnard se centra en la mitad septentrional de dicha área libre de hielo, con una litología dominada por granodioritas.

Metodología

El trabajo de campo del área de Punta Barnard se desarrolló en la segunda quincena de febrero de 2018, es decir, con el verano antártico ya avanzado y la extensión del manto nival reducida a su mínima expresión, lo que contribuyó a la correcta identificación de las geoformas y procesos presentes en este sector, así como de las relaciones morfo-estratigráficas existentes entre las primeras.

El reconocimiento de campo permitió realizar minutas cartográficas *in situ* sobre una imagen satelital de Google Earth (29/12/2013), a partir de las cuales se efectuó un mapa geomorfológico basado en el sistema de cartografía geomorfológica RCP 77 del *Centre National de la Recherche Scientifique* (CNRS) francés, aunque con adaptaciones propias. Asimismo, en el glaciar rocoso de mayores dimensiones de los dos identificados, se aplicó el martillo de Schmidt como instrumento de datación relativo (Rock Schmidt tipo N de Proceq) en un total de 8 estaciones de medida correspondientes con sucesivos arcos entre el sector más interno y el más externo del glaciar rocoso. En cada uno de ellos se realizaron dos impactos por bloque en un total de 25 bloques. También se tomaron muestras de roca de dos glaciares rocosos y de morrenas para su futura datación por isótopos cosmogénicas, aunque los resultados no se presentan en este trabajo.

Resultados

En la terminación septentrional de Punta Barnard se han identificado las siguientes unidades geomorfológicas:

Complejo morrénico principal

En el extremo norte de Punta Barnard cabe citar la existencia de un complejo integrado por una sucesión de hasta 17 crestas morrénicas paralelas entre sí (*flute moraines*) depositadas por el glaciar Charity, que desemboca en la bahía Falsa. La morrena más interna del complejo principal, con núcleo de hielo, es completamente funcional, sin evidencias de procesos edáficos ni colonización vegetal (ni siquiera líquenes incipientes), y cuenta con numerosas áreas en las que la fusión de los lentejones de hielo genera grandes depresiones (*kettle-holes*). El resto de crestas de dicha secuencia, de la segunda a la 17, se encuentran colonizadas por la vegetación, denotando su carácter netamente heredado, en contraposición a la primera.

Glaciar alimentado por avalanchas

Contiguo al complejo morrénico anterior, subsiste un pequeño glaciar flanqueado por dos morrenas. En el sector frontal del nevero que cubre el glaciar aflora el hielo por debajo, remarcando sus escasas dimensiones y evidenciando que su alimentación procede principalmente de la caída de avalanchas de nieve y de hielo.

Glaciares rocosos

En el extremo norte de Punta Barnard se han identificados dos glaciares rocosos (GR1 y GR2). El GR1 está formado por tres grandes lóbulos principales que descienden progresivamente hacia el SW. Sus dimensiones son de 211 m de largo, 70 de ancho y 1,16 ha de extensión. Por su parte, el GR2 tiene una morfología muy bien definida, en forma de lengua en la que se distinguen perfectamente hasta 10 arcos de empuje principales, contando con una superficie de 2,8 ha, una longitud de 210 m y una anchura máxima de 180 m. El frente de ambos glaciares es muy abrupto. Precisamente el frente y bordes laterales de los dos glaciares rocosos son los únicos ámbitos donde afloran superficialmente materiales de granulometría fina (salvo en el caso de alguna pequeña laguna generada entre dos arcos en la superficie del GR2). Por

consiguiente, sobre la superficie de los arcos y surcos predominan las partículas de granulometría gruesa en ambos casos (grandes bloques).

Por contra, sobre la superficie del complejo morrénico descrito en primer lugar, en el que los materiales que lo integran son esencialmente alóctonos con respecto a las vertientes circundantes, y también en los cortes (como se percibe en los *kettle-holes*), hay un menor número de bloques, dominando los cantos y la matriz fina. Por consiguiente, el contraste granulométrico entre las citadas morrenas y ambos glaciares rocosos es muy marcado.

En el GR2 se aplicó el martillo de Schmidt en 8 estaciones, con resultados coherentes en los valores medios de rebote de 66.0, 65.0, 59.5, 56.5, 53.5, 49.5, 47.5 y 45.5 entre el arco más interno y el más externo muestreados. En las estaciones presumiblemente más recientes (1, 2 y 3), la desviación típica es mucho más baja (4.0 a 5.1) que en el resto de estaciones (6.2 a 9.3). Los datos sugieren que existe una gradación en la dinámica del GR2 entre su frente y su raíz, quedando progresivamente con actividad más reducida los arcos más externos con respecto a los más internos.

Los dos glaciares rocosos están muy recubiertos de vegetación. Abundan los musgos sobre la superficie, mientras que los bloques que sobresalen están mayoritariamente recubiertos por comunidades de líquenes crustáceos y fruticosos. Por ello, no ha podido aplicarse la liquenometría, ya que los ejemplares de *Rhizocarpom Geographicum* presentes claramente ya no eran de primera generación. Únicamente el arco más interno del GR2 se encuentra menos colonizado por la vegetación. En él afloran superficialmente abundantes bloques de caída recientes, y es visible la incidencia de avalanchas de nieve, pues sobre los grandes bloques más próximos a la vertiente es frecuente la existencia de cantos y pequeños bloques arrastrados por la nieve y depositados sobre ellos tras su fusión.

Glaciar complejo cubierto

Se ha identificado un glaciar cubierto de derrubios de tipo complejo dentro (*debris-covered glacier*) del que se individualizan cuerpos menores delimitados por morrenas predominantemente laterales. Hay una completa ausencia de los arcos y surcos de flujo característicos de los glaciares rocosos y, en cambio, se observan hasta seis lomas rectilíneas integradas por derrubios de granulometría gruesa que se distribuyen perpendicularmente a las vertientes y a la línea de costa. Interpretamos dichas lomas como morenas preferentemente laterales, bien definidas en el marco del caos de bloques predominante. El sistema de morrenas sugiere diferentes fases de estabilización en el retroceso glaciar hasta su desaparición. Las dimensiones del glaciar cubierto complejo son de 248 m de longitud máxima, 276 m de ancho y 6,9 ha de superficie.

Vertientes periglaciares

Los sectores culminantes de las laderas que integran el área más septentrional de Punta Barnard están integrados por paredes rocosas y afloramientos en resalte muy verticalizados y altamente fracturados y meteorizados, lo que unido a la gelifracción y a la caída gravitacional de bloques y paneles rocosos (*rock-falls*), asegura una gran productividad de sedimentos que son redistribuidos hacia los sectores intermedios y distales de las vertientes a través de diversos procesos, lo que explica la formación de los dos glaciares rocosos citados, el glaciar cubierto complejo, así como otras geoformas como abundantes taludes y conos de derrubios y, en relación con la existencia de permafrost, un *protalus lobe* bien desarrollado.

Los conos y taludes de derrubios están surcados por *debris flows*, que generalmente arrancan a partir de canales de aludes. Los *debris flows*, plenamente activos, están bien desarrollados, contando con canales erosivos flanqueados por *levées* en las partes proximales y medias de sus recorridos, así como morfologías digitadas generadas por la acumulación de derrubios angulosos en los sectores distales. Los materiales de los conos y taludes de derrubios son removilizados también por otros procesos como la solifluxión, que da lugar a abundantes lóbulos, algunos de grandes dimensiones.

En cambio, la gran inestabilidad existente en las vertientes, motivada por una gran inclinación de las mismas y altas tasas de movilización de sedimentos, junto con el

predominio de materiales de granulometría gruesa, hace que la crioturbación esté menos representada en los ambientes estudiados de Punta Barnard. No obstante, es visible en la extrusión de finos en las formaciones superficiales y en la existencia de algunas áreas de suelos ordenados (principalmente suelos estriados, generalmente de escasa extensión, salvo en los sectores culminantes con topografía menos inclinada). Por su parte, la nivación es un proceso importante en estos ambientes, en los que la caída de aludes es frecuente, debido a la gran inclinación de las vertientes. Asimismo, la fusión total o parcial del manto nival a lo largo de verano antártico satura las formaciones superficiales, favoreciendo la formación de *debris flows*, así como la actuación de la solifluxión y la arroyada. En algunos casos la acción conjunta de la arroyada y los *debris flows* es muy intensa, generando abanicos aluviales de canales trenzados muy dinámicos, como sucede inmediatamente al sur del GR2 y también al sur del glaciar cubierto. La existencia de permafrost en las vertientes y la consecuente fusión estacional de la capa activa también favorece el desencadenamiento de movimientos en masa rápidos. Todo ello evidencia la altísima dinámica que acontece actualmente en los taludes y conos de derrubios y en general en las vertientes de Punta Barnard, con numerosos procesos que interactúan y hacen de sus laderas un ámbito muy dinámico.

Playas levantadas holocenas y playa actual

En el sector norte de Punta Barnard se diferencian dos niveles de playas levantadas, además de la actual. Los escarpes entre un nivel y otro son muy abruptos, en consonancia con la granulometría de los sedimentos que los integran. Predominan los cantos rodados con el aplanamiento característico de los materiales de origen marino, así como bloques, todo ellos labrados en granodiorita. En los niveles de playas colgadas en ocasiones los bloques rodados alcanzan tamaños métricos. En todos los casos la observación *in situ* de los sedimentos evidencia que en Punta Barnard la dinámica marina tiene una alta energía, siendo capaz de movilizar partículas muy gruesas.

Conclusiones y perspectivas

En este estudio se han identificado las formas y procesos geomorfológicos presentes en Punta Barnard donde actualmente tiene lugar una intensa dinámica periglaciar, controlada por el condicionante litológico, las inclinadas pendientes del área, la granulometría de los sedimentos y las condiciones climáticas imperantes. En febrero de 2018 se tomaron seis muestras para efectuar dataciones de isótopos cosmogénicos (Be^{10}) en el complejo morrénico depositado por el Glaciar Charity en el extremo N de Punta Barnard, y otras seis muestras en los dos glaciares rocosos estudiados. Los resultados derivados de estos trabajos geocronológicos permitirán conocer con mayor precisión la evolución de este interesante sector libre de hielo de la isla Livingston. En próximas campañas continuará el trabajo en ésta y otras áreas deglaciadas de las islas Shetland del Sur, contribuyendo de esta manera al conocimiento geomorfológico de un medio extremadamente sensible y a todas luces, cambiante.

Agradecimientos

Este trabajo se enmarca dentro de las actividades del Proyecto CRONOANTAR (Ref. CTM2016-77878-P; MINECO). Marc Oliva agradece el apoyo del programa Ramón y Cajal (RYC-2015-17597) y del grupo de investigación ANTALP (2017-SGR-1102).

Bibliografía

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.

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.

Oliva, M., Ruiz-Fernández, J. 2015. Coupling patterns between paraglacial and permafrost degradation responses in Antarctica. Earth Surface Processes and Landforms 40 (9), 1227-1238.

Seong, Y.B., Owen, L.A., Lim, H.S., Yoon, H.I., Kim, Y., Lee, Y.I., Caffee, M.W. 2009. Rate of late Quaternary ice-cap thinning on King George Island, South Shetland Islands, West Antarctica defined by cosmogenic 36Cl surface exposure dating. Boreas 38, 207-213.

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.

Observaciones geomorfológicas en el Parque Nacional de Ala Archa (Kirguistán, Cordillera del Tian Shan)

J. Ruiz-Fernández[1] y M. Oliva[2]

[1] *Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Oviedo, Asturias*
[2] *Departamento de Geografía, Universidad de Barcelona, Barcelona, Catalunya.*

Geomorphological observations in the Ala Archa National Park (Kyrgyzstan, Tian Shan Range): Ala Archa National Park includes a wide range of geomorphological processes and landforms from the lowlands to the highest peaks. In this communication, we examine the distribution of geomorphological features as well as their interaction in this section of the Tian Shan mountain range. Glacial and periglacial processes shaped the highest lands, leaving a variety of records and landforms allowing for paleoenvironmental inference. These features are being intensely reshaped by alluvial and mass wasting processes.

Palabras clave: Tien Shan, Parque Nacional Ala Archa, geomorfología, Cuaternario.
Key words: Tien Shan, Ala Archa National Park, geomorphology, Quaternary.

Introducción

Los procesos geomorfológicos de las áreas de alta montaña de Asia Central han sido objeto de relativamente pocos estudiados en relación a su importancia a nivel global, a excepción de determinados enclaves (ej. ambientes cercanos a las cumbres más elevadas) o elementos singulares (ej. anomalía del Karakórum). Por ello, el objetivo de este estudio es analizar la geomorfología del Parque Nacional de Ala Archa en Kirguistán, enclavado en una de las grandes cordilleras de Asia Central.

Area de estudio

El área de estudio se encuentra situada en la Cordillera del Tian Shan o Tien Shan (Montañas Celestiales), una gran cadena montañosa situada en Asia Central que, junto a otras próximas como el Karakórum, el Hindu Kush, el Pamir y el Kunlun, constituyen un importante nudo montañoso que enlaza con la terminación occidental del Himalaya. Todas estas cordilleras han sido elevadas como consecuencia de choque de las placas continentales India y Euroasiática (Yin y Harrison, 2000). La cordillera del Tian Shan, que supera los 7.000 m de altitud en sus cumbres más elevadas (su culminación máxima es el Pico Poveda o Jenglish Chokusu, 7.439 m), está organizada en una serie de alineaciones montañosas menores individualizas, y se extiende por Kirguistán, Kazajistán y China a lo largo de 2.500 km, flanqueada por el desierto de Taklamakán al Sur (cuenca de Tarim) y las llanuras y estepas de Kazajistán al Norte.

Dentro de la citada cordillera, el área de estudio se localiza en las montañas Kyrgyz Alatau, y más concretamente en el sector de Ala Archa (Kirguistán), declarado Parque Nacional en 1976. Se trata de un ámbito alpino (Pico Semenova, 4.895 m) que en el año 2003 contaba con una superficie glaciada de 36,3 km^2 (Aizen et al., 2007). El clima del Tian Shan está condicionado por la humedad traída por los vientos del oeste (*westerlies*), así como las bajas temperaturas invernales generadas por el influjo del anticiclón siberiano. El área de Ala Archa recibe anualmente ~700 mm de precipitación, concentrada esencialmente en la primavera y el verano (Aizen et al., 2007). El valle de Ala Archa está drenado por el río homónimo y dos afluentes de éste, los ríos Adygene y Ak-Sai.

Metodología

Esta contribución presenta un avance de las características geomorfológicas propias del Parque Nacional de Ala Archa. El trabajo de campo se realizó en agosto de 2018, cuando el terreno, libre de nieve, posibilitó mejor su observación. A su vez, se recolectaron una decena de muestras para su datación por isótopos cosmogénicos, aunque los resultados aún no están disponibles y, por ello, no se discuten en esta comunicación.

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

Resultados

A continuación se detallan las formas de modelado y los procesos asociados identificados en el área de estudio:

Formas y depósitos de origen glaciar

Las morrenas terminales se encuentran situadas a 1.580 m de altitud, en la salida del valle principal a un área de topografía aplanada. El complejo morrénico generado es muy extenso y voluminoso, estando integrado por dos grandes crestas morrénicas principales situadas en ambos márgenes del valle, que están remodeladas por la dinámica de vertientes y la actividad fluviotorrencial. Aguas arriba del complejo terminal el perfil del valle principal tiene claramente una forma en U, que se mantiene hasta los sectores de cabecera. Los valles secundarios de mayor entidad cuentan igualmente con perfiles transversales en U.

Las vertientes del valle de Ala Archa están tapizadas de till en numerosos sectores de su tramo medio y bajo. Asimismo, en el contacto entre algunos valles afluentes y el principal se han identificado arcos morrénicos y/o morrenas laterales e incluso intermedias, como sucede por ejemplo en el fondo del valle a la altitud de 1.680 m. En este sector se conserva un retazo de una morrena intermedia, evidenciando la coalescencia del valle tributario con el principal, así como un cierre morrénico muy desdibujado por la erosión fluvial postglaciar, que sugiere una fase de desconexión entre ambos en la que el gran glaciar canalizado desde cabecera ya no llegaba a enlazar con su afluente que, en cambio, alcanzaba aún el fondo del valle principal. Actualmente, en todo el espacio que comprende el valle de Ala Archa subsisten 48 glaciares (Aizen et al., 2007). De ellos, 10 son glaciares de lengua (bien desarrollada en algunos casos e incipiente en otros), mientras que el resto son glaciares de circo, algunos de los cuales tienen extensiones extremadamente reducidas (de ~1,5 a ~0,5 ha). El mayor aparato del conjunto es el glaciar Golubina, que, según Aizen et al. (2007), tenía 5,8 km^2 de extensión en el año 2003. Los frentes de las lenguas glaciares se sitúan actualmente a altitudes comprendidas entre 3.350 y 3.670 m. Habitualmente, los frentes de las lenguas están cubiertos por derrubios, dando lugar a glaciares negros en sus tramos finales. En estos sectores la ablación del hielo es intensa, quedando en numerosas ocasiones grandes lentejones de hielo muerto completamente desconectados del glaciar actual. Asimismo, en estos ambientes se han formado algunos lagos proglaciares, represados por los sistemas morrénicos. Las aguas de fusión alimentan arroyos proglaciares caudalosos. En una decena de casos el recubrimiento de derrubios de los frentes glaciares actuales ha evolucionado hasta generar glaciares rocosos.

Formas y depósitos periglaciares

A partir de ~2.000 m se intuye una dinámica nival muy atenuada, caracterizada por la existencia de canales de aludes que, desde cotas más elevadas, penetran en el cinturón forestal cientos de metros en la vertical. No obstante, los canales de aludes, recubiertos de vegetación herbácea e incluso arbustiva, apenas cuentan con depósitos actuales asociados, ni hay huellas en ellos de actividad reciente intensa. En torno a estas cotas (2.000 m de altitud), los conos y taludes de derrubios son inactivos. También han sido identificados varios glaciares rocosos relictos en las laderas del valle principal y de otros afluentes, a cotas de 2.620 a 2.730 m.

A partir de 2.500-2.700 m la solifluxión es activa en sectores integrados por sedimentos con abundancia de partículas finas, tanto en las áreas más bajas que están recubiertas por vegetación herbácea, como a mayor altitud, dentro de los principales circos, donde los lóbulos de solifluxión adquieren gran desarrollo sobre las vertientes inestables de las morrenas recientes y los depósitos de vertiente, totalmente desprovistos de vegetación.

Hasta los 2.400-2.500 m (en función de la pendiente y de la existencia de alimentación o no desde áreas de mayor altitud) los conos y taludes de derrubios son inactivos o presentan una actividad muy atenuada, estando mayoritariamente colonizados por la vegetación. Los sectores de los canchales que tienen más actividad a estas altitudes son los proximales y medios, en relación con la caída de avalanchas de nieve, *debris flows* y

desprendimientos desde ámbitos superiores. A partir de las cotas señaladas la dinámica geomorfológica de los canchales se va acrecentando paulatinamente y, entre los 3.000 m y los sectores más elevados de las áreas no glaciadas (hasta los 4.300 m, altitud a la que es posible encontrar las formaciones superficiales más altas de este tipo), son completamente activos, estando totalmente o casi totalmente desprovistos de vegetación. En ellos, los derrubios son movilizados por diversos procesos (aludes, *debris flows*, arroyada difusa, solifluxión, gravedad, etc.). Por tanto, se trata de un medio muy dinámico e inestable debido a las condiciones morfoclimáticas imperantes junto con la marcada pendiente de las vertientes, en el que se da una eficaz e intensa redistribución de partículas a lo largo de las laderas hacia cotas inferiores. El elevado grado de inclinación de las laderas no favorece la formación de suelos ordenados, salvo en algunos rellanos escalonados en las vertientes y en áreas aplanadas culminantes de algunos interfluvios.

Además de los ya mencionados, por encima de 3.000 m y en contextos geomorfológicos diferentes a los anteriores, son muy abundantes los glaciares rocosos y los *protalus lobes* con distinto grado de actividad, evidenciando una gradación progresiva en la distribución del permafrost con el aumento de la altitud.

Dinámica de vertientes y geoformas y procesos aluviales

La gran inclinación de las vertientes del valle, derivada del gradiente altimétrico existente, favorece los procesos de vertiente como deslizamientos, avalanchas rocosas, etc. En las partes bajas del valle este tipo de movimientos en masa es inactivo o presenta una actividad limitada. Muchas de las geoformas asociadas que se conservan en los sectores bajos e intermedios tienen posiblemente un origen paraglaciar, debido a la descompresión de las paredes rocosas del valle tras la sucesiva retirada glaciar. En cambio, por encima del límite superior del bosque, los movimientos en masa son muy frecuentes y plenamente activos.

En los sectores elevados, el reajuste de los sedimentos en las morrenas actuales y subactuales da lugar a abundantes movimientos en masa rápidos, como *debris flows*, deslizamientos y caída de bloques. Asimismo, los sedimentos glaciares inestables o escasamente consolidados son redistribuidos vertiente abajo por otros mecanismos como la arroyada y la solifluxión. Finalmente, la erosión basal generada por los cauces fluviales en las formaciones superficiales de origen glaciar ha provocado la génesis y posterior evolución de surcos y cárcavas por erosión remontante, como acontece en las morrenas laterales de ambas márgenes de la garganta de Ak-Sai en el tramo que discurre entre 2.370 y 2.540 m de altitud, propiciando, además, el desencadenamiento de movimientos en masa rápidos.

Por otra parte, en Ala Archa hay numerosos abanicos aluviales, que se localizan en la confluencia de los valles afluentes con el principal. Muchos de ellos son inactivos, pero en otros casos son plenamente activos, como el gran abanico existente a 2.550 m de altitud en la confluencia de la garganta de Ak-Sai con el valle principal. En este ámbito se conserva otro abanico colgado con respecto al cauce actual del río y colonizado por la vegetación, siendo por tanto totalmente inactivo. Este abanico relicto estaría relacionado con fases previas de mayor extensión del glaciar de Ak-Saii. El río Ala Archa cuenta con gran competencia de arrastre, por lo que es capaz de movilizar partículas de tamaño bloque de 1-2 m, tal y como se observa en numerosos sectores de los aluviones actuales. La corriente lleva mucha carga de material fino en suspensión (harina glaciar), lo que dota al agua de un color lechoso. Aguas abajo del Parque Nacional, a la altura de las principales poblaciones que atraviesa el río, las gravas fluviales son utilizadas como material de relleno con finalidades constructivas. En los sectores incluidos dentro del Parque Nacional en los que el valle es más ancho, el río Ala Archa tiene un comportamiento anastomosado, generando un número variable de canales divagantes.

Discusión y conclusiones

Con respecto a la dinámica geomorfológica pasada, y especialmente en lo referente al

calendario de la deglaciación, cabe citar que hasta el momento en Ala Archa únicamente hay dos dataciones de morrenas, relacionadas en ambos casos con fases glaciares recientes (Pequeña Edad del Hielo; Xu et al., 2010). Los trabajos previos llevados a cabo en otros sectores del Tian Shan sugieren la existencia de fases glaciares antiguas (MIS-6 y MIS-12) y que el Ultimo Máximo Glaciar (UMG) local de estas montañas es anterior al UMG global (se dio, en función del área, durante el MIS-3 o el MIS-4; Xu et al., 2010). No obstante, las dataciones existentes hoy en día son escasas en número y representatividad espacial, y dispares en los métodos usados. En este sentido, nuestro trabajo futuro incidirá en reconstruir la evolución glaciar de este sector, dotando de una cronología absoluta a los avances y retrocesos glaciares cuaternarios.

Por lo que refiere a la dinámica geomorfológica actual, las formas de relieve funcionales y los procesos asociados identificados permiten establecer los siguientes pisos morfodinámicos:

- Media montaña forestal (<2.000 m de altitud). La dinámica geomorfológica dominante está relacionada con los procesos fluviales y torrenciales: erosión basal en las vertientes, erosión remontante, transporte de sedimentos por carga de fondo, deposición de barras fluviales y abanicos aluviales, formación de áreas anastomosadas, etc. En cambio, la dinámica de vertientes es atenuada, primando la edafogénesis.

- Subnival (2.000-2.800 m). Coincide con el límite superior del bosque. Este piso cuenta con una dinámica geomorfológica moderada, relacionada con los procesos fluviotorrenciales y nivales, así como con los movimientos en masa lentos y rápidos. Los procesos dominantes son la arroyada, la saturación hídrica de las formaciones superficiales, que favorece el desarrollo de la solifluxión y la reptación, etc. La transferencia de derrubios y energía desde los pisos morfodinámicos superiores es común, por lo que son frecuentes los procesos gravitaciones, tales como las avalanchas de nieve, desprendimientos y *debris flows*.

- Nival (2.800-3.200 m). En este cinturón la dinámica geomorfológica se acrecienta, estando definida por procesos nivales generalizados, junto a la acción de la gelifracción, la solifluxión y movimientos en masa rápidos como los *debris flows*. En este ambiente es posible encontrar geoformas como glaciares rocosos y *protalus lobes*, que no obstante, tienen formas menos frescas o que sugieren menor actividad que el piso inmediatamente superior. En este sentido, según Zhao et al. (2010) el permafrost esporádico se desarrolla en el Tian Shan entre 2.700 y 3.200 m de altitud.

- Crionival (3.200-4.800 m, excluyendo las áreas glaciadas). Se trata de un medio extremadamente dinámico en el que interactúan eficazmente procesos como la crioclastia y la dinámica nival, junto a todo tipo de movimientos en masa rápidos y lentos que removilizan los sedimentos. La crioturbación también está presente, y existe una amplísima distribución de las geoformas activas relacionadas con la presencia de permafrost (glaciares rocosos glaciogenéticos y criogenéticos, así como *protalus lobes*). Según Zhao et al. (2010) en la cordillera del Tian Shan el permafrost es discontínuo entre 3.200 y 3.600 m, y continuo por encima de esa cota.

- Glaciar (>3.350 de frentes glaciares más bajos hasta cumbres). En el valle de Ala Archa se conservan 48 glaciares, de los que 10 son alpinos (de ellos, solo 5 tienen lenguas bien desarrolladas). Los glaciares han experimentado un importante retroceso desde el final de la Pequeña Edad del Hielo, y especialmente desde las últimas décadas del siglo XX. De 1963 a 2003 la superficie glaciada en Ala Archa pasó de 42,8 a 36,3 km^2, reduciéndose por tanto un 15,7% (Aizen et al., 2007).

Agradecimientos

Este trabajo se enmarca dentro de las actividades del Proyecto de investigación de referencia CTM2016-77878-P (MINECO, Gob. de España). Marc Oliva agradece el apoyo del programa de investigación Ramón y Cajal (RYC-2015-17597) y del grupo de investigación ANTALP (2017-SGR-1102).

Bibliografía

Aizen, V.B., Kuzmichenok, V.A., Surazakov, A.B., Aizen, E. 2007. Glacier changes in the Tien Shan as determined from topographic and remotely sensed data. Global & Planet. Change 56, 328-340.

Xu, X., Kleidon, A., Miller, L., Wang, S., Wang, L., Dong, G. 2010. Late Quaternary glaciation in the Tianshan and implications for palaelclimatic change: a review. Boreas 39, 215-232.

Yin, A., Harrison, T.M. 2000. Geology evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences 28, 211-280.

Zhao, L., Wu, Q.B., Marchenko, S.S., Sharkhuu, N., 2010. Thermal state of permafrost and active layer in Central Asia during the International Polar Year. Permafrost and Periglacial Processes 21, 198-207.

Aplicaciones geomáticas en el glaciar rocoso de La Paúl (Pirineo Aragonés)

E. Serrano[1], J. J. Sanjosé[2], A. Martínez Fernández[1],
M. Gómez Lende[3], A. Pisabarro[1] y M. Sánchez[2].

[1] *Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid, Valladolid, Castilla y León*
[2] *Departamento de Expresión Gráfica, Universidad de Extremadura, Cáceres, Extremadura*
[3] *GIR PANGEA, Universidad de Valladolid, Valladolid, Castilla y León*

GEOMATIC SURVEY IN THE LA PAÚL ROCK GLACIER (ARAGONESE PYRENEES): Rock glaciers are the most important features of the mountain permafrost in the Pyrenees. La Paúl rock glacier is an active rock glacier located in the north face of the Posets massif in the La Paúl glacial cirque. Two techniques have been applied to monitoring the displacement and volumetric changes in the rock glacier: GPS-RTK, by mean of the 20 rod installed on the rock glacier surface; and TLS images on all surface. The rock glacier has the fastest displacement on the southern side (30-44 cm yr^{-1}) and frontal area (15-39 cm yr^{-1}). The northern side, affected by the Little Ice Age erosion, is the least active area. Changes and displacements measured on the rock glacier show an active one, with centimeters displacements, in accordance with movements detected in others Pyrenean rock glaciers, and a high resilience of rock glacier to erosion and environmental changes.

Palabras clave: glaciar rocoso, periglaciarismo, permafrost de montaña, Pirineos.
Key words: rock glacier, periglacial processes, mountain permafrost, Pyrenees.

Introducción

Los glaciares rocosos en medios de alta montaña templada son la huella más clara de la presencia de permafrost de montaña. Su sensibilidad a los cambios ambientales, por situarse en ambientes periglaciares marginales, los convierten en eficaces geoindicadores morfoclimáticos. Por ello, constatar su movimiento y la existencia de hielo es fundamental para clasificarlos como activos y utilizarlos como indicadores de permafrost en los Pirineos (Serrano et al. 1999, 2006, 2010; 2011).

En este trabajo se analiza la dinámica del glaciar rocoso de La Paúl, para detectar el desplazamiento del glaciar rocoso y sus ritmos de deformación. Se presentan los datos obtenidos en las campañas de campo de 2013, 2014, 2015, 2016 y 2017.

El glaciar rocoso de La Paúl

El glaciar rocoso de la Paúl (42º39´38,38 N/0º26´33,56E) se sitúa en el macizo de Posets (Pirineo aragonés). Se trata de un glaciar rocoso de derrubios periglaciares con una lengua de 400 m de longitud, alargada entre 2830 y 2950 m de altitud, que ha sido erosionado en su borde NO por el avance del glaciar de la Paúl durante la Pequeña Edad del Hielo (Serrano y Martín Moreno, 2018; figuras 1 y 2). Los registros térmicos del suelo, las mediciones de la temperatura basal del manto nival (BTS) y los sondeos geoeléctricos (Serrano et al. 2001, Lugon et al. 2004, Gonzá-

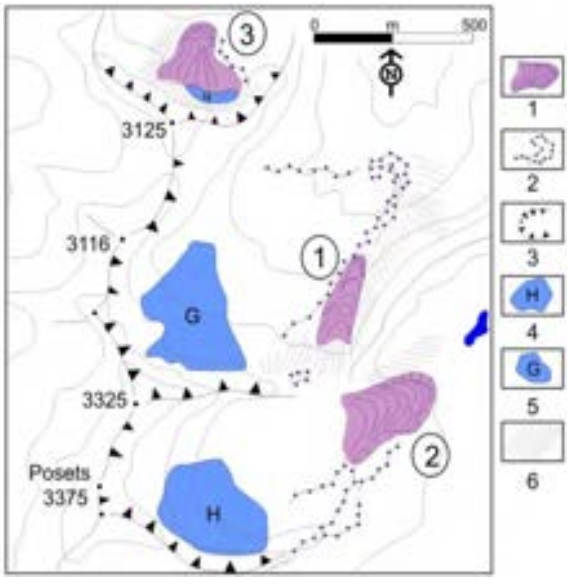


Fig. 1. Situación y esquema geomorfológico. En círculo, glaciares rocosos de La Paúl (1), Posets (2) y Los Gemelos (3). 1, glaciar rocoso. 2, morrenas. 3, circo glaciar. 4, heleros. 5, glaciar. 6, derrubios de ladera.
Fig. 1. Location and geomophological scketch. Inside a circle the rock glaciers of La Paúl (1), Posets (2) and Los Gemelos (3). 1, rock glacier. 2, moraines. 3, circo 4, ice patches. 5, glacier. 6, slope debris.

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

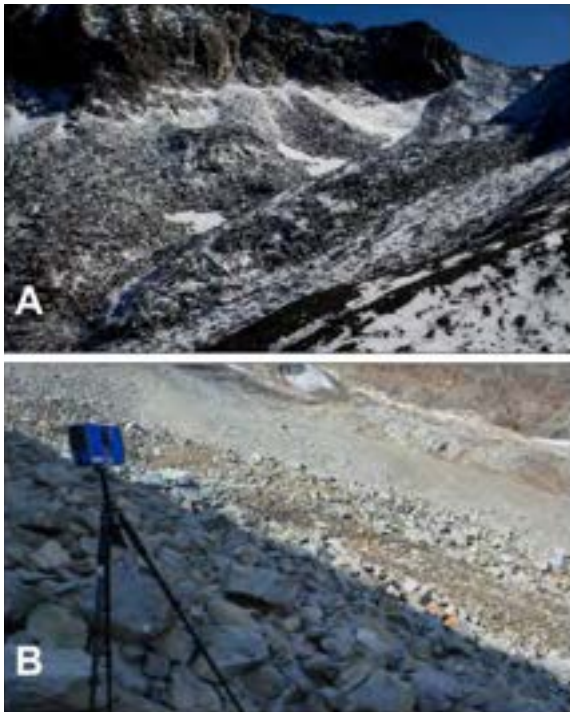


Fig 2. A, glaciar rocoso de La Paúl. B, mediciones con TLS y referencias sobre el glaciar rocoso
Fig 2. A, La Paúl rock glacier. b. TLS measurements and references on the rock glacier.

lez García, 2014) han demostrado que existe un cuerpo helado en el glaciar rocoso.

Métodos

La aplicación de técnicas geomáticas es especialmente útil para el control de la dinámica de glaciares rocosos debido a su utilidad, versatilidad y escaso impacto (Sanjosé et al. 2014). Permiten determinar el desplaza-miento tanto horizontal como vertical y las variaciones de volumen en el tiempo y en el espacio.

En el glaciar rocoso se han combinado dos técnicas geomáticas:

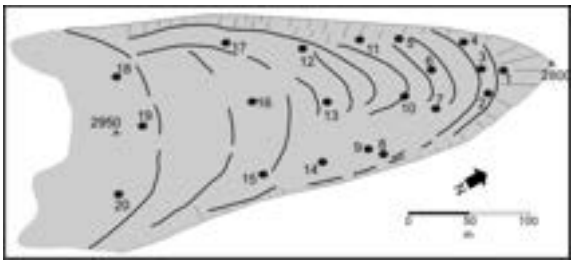


Fig. 3. Localización de las varillas para el control mediante GPS-RTK en el glaciar rocoso.
Fig. 3. Rods location for GPS-RTK measurements on the rock glacier.

- GPS: instalación de 20 varillas controladas anualmente mediante técnicas GPS-RTK (fig. 3). Entre 2013 y 2017 se han realizado cuatro mediciones con los reflectores móviles GPS-RTK (LEICA GPS1200) que permiten obtener precisiones ligeramente inferiores a 2 cm para los 20 puntos distribuidos por el glaciar rocoso.

- Láser escáner terrestre (TLS): Se han obtenido imágenes (fig. 4) que permiten establecer desplazamientos con exactitudes en torno a 2 cm a^{-1} para correlacionar con precisión los desplazamientos en la totalidad del cuerpo helado. En 2016 y 2017 se ha utilizado el instrumento Faro Focus^{3D} X330 de medio alcance que permite tomar 976.000 puntos/ segundo, pero su alcance está limitado a 330 metros. Este equipo mide distancias en un rango de 0,6 hasta 350 m, con un error de medición sistemático del equipo de +/- 2 mm entre 10 m y 25 m, que no se alcanzan sobre el terreno de alta montaña, donde podemos obtener precisiones subcentimétricas. El TLS se ha estacionado en seis puntos en 2016 y en ocho en 2017, permitiendo obtener sendas nubes de puntos que abarcan el conjunto del glaciar rocoso.

La georreferenciación de los escaneos se hace en base a las coordenadas con reflectores móviles (instalados únicamente durante el periodo de escaneo, utilizando el GPS-RTK). El software utilizado para el registro y tratamiento de los escaneos hasta la obtención de las nubes de puntos finales es Faro Scene v. 5.5., y la grabación, alineación de las nubes de puntos y el tratamiento de los datos se hace con Leica Cyclone 7.3c. Las diferencias extraídas con escáner láser entre las nubes del 2016 y del 2017 se han determinado empleando el método de cálculo nube a nube, con un modelado local basado en la triangulación de Delaunay (http://www.cloudcompare.org/doc/wiki/index.php?title=Distances_Computation) .

Resultados

Los datos GPS muestran la diferencia entre los 20 puntos medidos con GPS desde 2013 (5 campañas de medición, 4 años de comparaciones, tabla 1). Se ha registrado un movimiento medio anual de 0,064 m en la

coordenada X , 0,324 m en la coordenada Y, y -0,202 m en Z. Las mencionadas diferencias se han calculado para la parte central del glaciar (unos 5 millones de puntos), dando una variación media en la coordenada Z entre campañas de 0,132 m, con una desviación estándar de 0,113 m.

Las mediciones mediante GPS-RTK señalan desplazamientos superficiales centimétricos. El glaciar rocoso muestra más dinamismo en el borde S, con magnitudes de desplazamiento de 30-44 cm a^{-1}. El menor desplazamiento se registra en el borde norte, donde fue erosionado durante la Pequeña Edad del Hielo por el glaciar de La Paúl, con desplazamientos del orden de 15-39 cm a^{-1}. El frente registra los desplazamientos mayores (44 y 64 cm a^{-1}), si bien con una distribución muy irregular.

En conjunto, las variaciones de movimiento muestran un movimiento ondulatorio relacionado con los cambios de pendiente.

Punto	X (cm)	Y (cm)	Z (cm)
1	10,2	29,7	-15,2
2	13,9	36,6	-17,8
3	4,3	64,8	-24,7
4	2,6	28,0	-15,8
5	11,0	44,4	-29,1
6	10,9	30,7	-14,4
7	04,8	15,5	-10,0
8	13,6	31,1	-16,2
9	1,1	32,4	-16,2
10	8,2	36,5	-21,6
11	14,0	34,7	-17,9
12	3,0	15,1	-14,2
13	4,1	13,5	-13,2
14	5,6	30,7	-17,3
15	1,9	37,5	-27,8
16	1,2	38,6	-27,7
17	3,4	34,8	-25,9
18	6,1	39,5	-28,8
19	6,3	21,2	-21,9
20	1,5	32,6	-28,5

Tabla 1. Movimientos medios anuales.
Table 1. Medium movements by year.

Discusión y conclusiones

La presencia de un cuerpo helado es un indicador de la existencia de permafrost asociado a otras formas existentes en su entorno inmediato relacionadas con el hielo, como el glaciar de La Paúl, los lóbulos protalud, los lóbulos de derrubios, los suelos ordenados y los montículos de hielo (Serrano et al. 2001; González García, 2014).

Las mediciones GPS-RTK y TLS muestran que el glaciar rocoso es activo, con desplazamientos centimétricos, entre 15 y 64 cm a^{-1}, acordes con los movimientos detectados en otros glaciares rocosos pirenaicos. La compleja historia del glaciar rocoso, con parte de su porción septentrional erosionada durante la Pequeña Edad del Hielo (Serrano y Martín Moreno, 2018), muestra la capacidad de resiliencia de los glaciares rocosos, tanto en condiciones idóneas como marginales, en la alta montaña templada. En este caso, el glaciar es claramente anterior a la Pequeña Edad del Hielo, cuando el avance del glaciar de La Paúl erosiona su sector oriental, incorporando parte del cuerpo del glaciar rocoso, formado por hielo y derrubios, a la morrena lateral y frontal. También el glaciar de Posets retoca la porción de la raíz. Desde el retroceso glaciar, con la génesis de morrenas internas hasta la actualidad, el glaciar continúa activo, con deformación del cuerpo a velocidades comunes en glaciares rocosos de alta montaña templada.

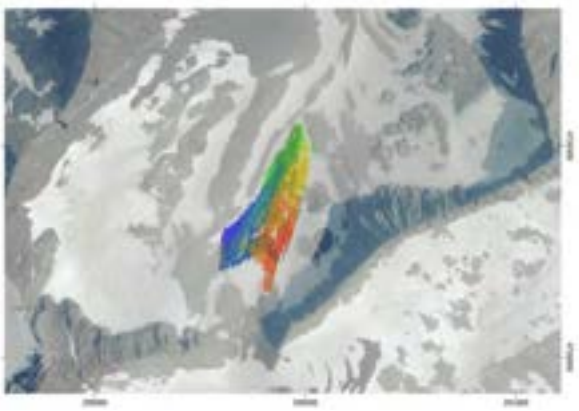


Fig. 4. Nube de puntos obtenida mediante TLS en el glaciar rocoso. Los colores corresponden a los diferentes escaneos.
Fig. 4. Points cloud obtained by TLS on the rock glacier. Colours correspond to the different scanners.

Para acoplar los registros entre las diferentes técnicas geomáticas aplicadas (GPS-RTK, TLS) es necesario continuar con las mediciones para obtener datos más precisos, particularmente en las zonas menos activas. Esta continuidad permitirá conocer con más detalle los ritmos de cambio y deformación del glaciar rocoso en los distintos sectores dinámicos, así como las diferencias de flujo entre el sector erosionado y los no afectados por el avance glaciar de la Pequeña Edad del Hielo.

Agradecimientos

Proyectos I+D+I CGL2015-68144-R (Ministerio de Economía y Competitividad, FEDER) y Gobierno de Extremadura (GR10071 FEDER).

Bibliografía

González García, M. 2014. La alta montaña periglaciar en el Pirineo central español: procesos, formas y condiciones ambientales. Tesis doctoral, Universidad de Málaga.

Lugon, R., Delaloyé, R., Serrano, E., Reynard, E., Lambiel, C., González-Trueba, J.J. 2004. Permafrost and Little Ice Age relationships, Posets massif, Central Pyrenees, Spain. Permafrost and Periglaciar Processes 15, 207-220.

Sanjosé, J.J., Berenguer, F., Atkinson, A.D.J., De Matías, J., Serrano, E., Gómez-Ortiz, A., González-García, M., Rico, I. 2014. Geomatics techniques applied to glaciers, rock glaciers, and ice-patches in Spain (1991–2012). Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography 96, 307–321.

Serrano, E., Agudo C., Martínez De Pisón, E. 1999. Rock glaciers in the Pyrenees. Permafrost and Periglacial Processes, 10, 101-106.

Serrano, E., Sanjosé, J.J., Agudo, C. 2006. Rock glacier dynamic in a marginal periglacial high mountain environment: flow, movement (1991–2000) and structure of the Argüalas rock glacier. Geomorphology 74, 285–296.

Serrano, E., Sanjosé, J.J., González Trueba, J.J. 2010. Rock glaciers dynamics in marginal periglaciar environments. Earth Surface Processes and Landforms 35 (11), 1302-1314.

Serrano, E., González Trueba, J.J., Sanjosé, J.J. 2011. Dinámica, evolución y estructura de los glaciares rocosos de los Pirineos. Cuadernos de Investigación Geográfica 37-2, 145-170.

Serrano, E., Martín Moreno, E. 2018. Surge glaciers during the Little Ice Age in the Pyrenees. Cuadernos de Investigación Geográfica 44 (1), 213-244..

Geomorfología del macizo de Eriste: cálculo de paleoelas y consideraciones paleoambientales

I. Vidaller[1], Á. Belmonte[2] y J. Guerrero[1]

[1] *Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, Aragón*
[2] *Sobrarbe-Pirineos UNESCO Global Geopark, Boltaña, Huesca, Aragón*

GEOMORFOLOGY OF THE ERISTE MASSIF: PALEOELAS CALCULATIONS AND PALEOENVIROMENAL CONSIDERATIONS: Eriste Massif is located in the Pyrenees; between Posets (3.369 m) and Cotiella (2.912 m) peaks. This massif landscape is conditioned by the lithology and periglacial climatic conditions. During LIA, Eriste Massif had three glaciers with N orientation, six with S orientation, three with W orientation and four with E orientation. The major cluster of LIA moraines is in the Bagüeña cirque. Two glacial phases have been detected, associated with the maximum glacier expansion of LIA (1600-1750) and a posterior phase between 1905 and 1920. PaleoELAs results (obtained from an altitudinal temperature gradient of -0,6º/100m and ELA of 3.100 m) are an average of 2.685 m and suggested a 2,48ºC increase of temperature from the LIA. The present study makes a paleoambiental reconstruction from LIA to present according to paleoELAs.

Palabras clave: Macizo de Eriste, Pirineos, morrena, paleoELAs, Pequeña Edad de Hielo (PEH).
Key words: Eriste Massif, Pyrenees, morraine, PaleoELAs, Little Ice Age (LIA).

Introducción

El macizo de Eriste se localiza en el Zona Axial del Pirineo, dentro del Parque Natural Posets-Maladeta, cuyo último registro glaciar es el de la Pequeña Edad de Hielo (PEH). Este fue un periodo frío entre los siglos XIII y XX, caracterizado por bajas temperaturas en verano e importantes precipitaciones en invierno (Matthews y Briffa, 2005). En el Pirineo, estos glaciares eran de pequeñas dimensiones y estaban limitados a las paredes de los circos (Gellantly, 1992). Los objetivos seguidos en este trabajo consisten en el cálculo de paleoELAs por distintos métodos y la comparación de los resultados con otros puntos del Pirineo.

Metodología

Para llevar a cabo dicho estudio, se realizó una cartografía geomorfológica detallada a partir de fotografías aéreas y trabajo de campo. Posteriormente se realizó la reconstrucción de los glaciares de la PEH basándose en el registro glaciar y la topografía.

Existen numerosos métodos para el cálculo de paleoELAs. A continuación se exponen los métodos usados en este trabajo. La obtención de datos a partir de ArcGIS es el método más laborioso, consiste en dividir cada reconstrucción en polígonos equidistantes en altura y sumar sus áreas desde la cota más baja hasta alcanzar el 35% del área total (Porter, 2001). El método THAR (Termonious Headwall Altitude Ratio) asume que la ELA se sitúa a una altura media entre la altura máxima y mínima del glaciar. Se obtiene mediante la fórmula: $ELA=H_{min}+THAR*(H_{máx}-H_{min})$, siendo THAR 0,5 según Porter (2001) y 0,4 según Meierding (1982). El método AAR (Acumulation-Area Ratio) se basa en los trabajos de Brückner, 1986 y Ritcher, 1985, recopilados por Porter (2001), considerando la relación entre el área de acumulación y el área total de 0.65 ± 0.05. Este método tiene en cuenta que la hipsometría y la forma del glaciar varían en función del balance de masas, por lo que se consideran situaciones de equilibrio (Porter, 2001; Serrano y González, 2004).

Este método se puede aplicar extrayendo los datos necesarios de ArcGIS o mediante la herramienta "ELA Calculation Tool" desarrollada por Pellitero et al., 2015 (que también permite calcular las ELAs mediante los métodos AA, AABR y MGE). El método AA (Area x Atitude) fue desarrollado por Kurowski en 1981 y Osmatson (2005) desarrolló la siguiente fórmula:

$$ELA = \frac{H_{media} * \text{área de cada polígono equidistante}}{\text{área total del glaciar}}.$$

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

Este mismo autor desarrolló un método muy complejo, pero a la vez muy fiable, el AABR (Area x Altitude Balance Ratio), basado en el cálculo del Balance Ratio mediante la fórmula

$$BR = \frac{Z_{ac} * A_{ac}}{Z_{ab} * A_{ab}}$$

(Z_{ac}: altitud media del área de acumulación, Z_{ab}: altitud media del área de ablación, A_{ac}: área de acumulación, A_{ab}: área de ablación. El método MGE (Median Glacier Elevation) es el mismo que el AA (cambia la denominación únicamente).

La zona de estudio

Contexto geográfico

El macizo de Eriste engloba un área de 69 km², a caballo entre las comarcas de Sobrarbe y Ribagorza. La zona de estudio está limita por el pico Llardaneta al NE, el río Zinqueta al N y W, el barranco de la Semierre y el barranco del Puerto al S, y por la Tuca Foratada, la Llantia y la Forqueta al E.

La temperatura y precipitación media del macizo es de 8,35ºC y 981 mm/año (Climate-Data.org (1) y (2)) el gradiente altitudinal de la temperatura de -0.6ºC/100m.

Contexto geológico

Ríos et al. (1982) describen de manera detallada la litología del macizo diferenciando entre un batolito granodiorítico de edad varisca; pizarras ordovícicas gris oscuro y ampelíticas silúricas; calizas y pizarras devónicas de colores beige a gris oscuro; y calizas y areniscas rojas con estratificación cruzada.

La estructura de la zona está marcada por las orogenias Hercínica (en mascarada por la intrusión del batolito) y Alpina.

Contexto geomorfológico

El modelado está condicionado por la litología, los granitoides dan relieves escarpados en las zonas más altas, mientras que las demás litologías generan relieves más tendidos y en las calizas se desarrollan procesos kársticos.

Por otro lado, existen depósitos de la etapas glaciares del Cuaternario que sugieren que el Máximo Glaciar de estos valles tuvo lugar en torna a 65ka, durante el MIS4 (Sancho et al., 2008; Lewis et al., 2009). Durante la deglaciación, los glaciares retrocedieron hasta las cabeceras de los circos, según Palacios et al. (2017) de forma constantemente salvo avances hace 20 ka (LGM) y entre los 14-18 Ka (Oldest Dryas). Hoy en día, el proceso dominante es el periglaciar, desarrollándose canchales y conos de derrubios que derivan en glaciares rocosos, derrubios afectados por flujo y debris flows.

Paleoelas de la PEH

Caracterización de los glaciares

Se han reconocido evidencias geomorfológicas de la PEH en 10 de los 37 circos encontrados en el Macizo de Eriste, diferenciándose dos fases glaciares dentro de este mismo periodo. Se ha considerado que la fase 1 se corresponde con el máximo glaciar de la PEH, datado entre 1600-1750, mientras que la segunda fase se asocia a un avance menor entre 1905 y 1920 (Serrano y González, 2002).

En la Tabla 1 se describen los principales rasgos de los glaciares de la PEH reconstruida

Glaciar	Fase	Área (m²)	Cota máx. (m)	Cota mín. (m)	Orientación
Bagüeña1a	1	21068	2842	2762	NE
Bagüeña1b	2	6288	2834	2774	NE
Bagüeña2	1	25314	2730	2617	N
Bagüeña3	1	33751	2790	2688	SE
Barbarisa	1	39522	2870	2794	S
Eriste a	1	38474	2971	2861	SE
Eriste b	2	23366	2971	2861	SE
Forqueta a	1	129121	2814	2715	SW
Forqueta b1	2	27625	2813	2743	S
Forqueta b2	2	11457	2810	2735	SW
Llantia1	1	86314	2734	2637	SSW
Llantia2	1	138722	2702	2546	SW
Sen1	1	5036	2584	2540	SSW
Sen2	1	4982	2583	2527	SSW
Solana1	1	7148	2612	2562	N
Solana2	1	10374	2690	2622	NNW

Tabla 1. Características de los glaciares de la PEH.
Tabla 1. LIA glaciers characteristics

Tanto los glaciares Bagüeña 1a, 1b y 2 como Eriste a y b se caracterizan por situarse en un circo muy abierto que no los protegía, por lo que no alcanzaron grandes dimensiones. Todo lo contrario que Bagüeña 3, enmarcado en un circo alargado muy protegido bajo el collado de Millares (2.826 m). El glaciar de Barbarisa se desarrolló en unas condiciones menos protegidas. Forqueta a, b1 y b2 son el sistema glaciar más complejo del macizo y el que ocupa mayor extensión, pese a su mala orientación. Por otra parte Llantia 1 y 2 se dan en circos cerrados, que justifican su extensión, aún con orientación desfavorable. Los glaciares Sen 1 y 2 se localizan en un circo protegido y adosados a la pared W. Por último Solana 1 y 2, parten de una buena orientación pero se dan en pequeños circos que no permitieron su desarrollo.

Cálculo de paleoELAs

A partir de la reconstrucción de los glaciares se ha llevado a cabo el cálculo de paleoELAs. Aunque de todos los métodos se obtienen resultados muy semejantes, la bibliografía determina que el más preciso es el AABR (Pellitero et al., 2015; Tabla 2).

Analizando los valores obtenidos se observa que los glaciares con orientación N presentan una paleoELA más alta de la esperada. Los glaciares Sen 1 y 2 y Solana 1 y 2 son los que las presentan más bajas. Los dos últimos se dan en unas condiciones muy protegidas, mientras que los dos primeros presentan una insolación reducida al estar resguardados por E y W. Los valores más altos se localizan en Eriste a y b, su registro morrénico muy completo hace pensar que se hayan podido sobreestimar los datos de algunos de los otros glaciares, dado que estos tampoco tienen una orientación muy favorable.

Reconstrucción paleoclimática

Con los datos de las paleoELAs, ELA (3.100 m; Serrano y González, 2004) y gradiente térmico altitudinal de macizo se ha calculado la variación de temperatura entre las dos fases y entre el máximo y la actualidad (Tabla 3).

De estos resultados se infiere un aumento de temperatura de 0,093ºC entre las dos fases y de 2,48ºC desde el máximo de la PEH.

Discusión

Hay numerosos estudios recientes basados en esta temática en otros puntos del Pirineo que obtienen resultados muy semejantes. Serrano y Martín Moreno (2018) estiman pa-

Glaciar	AABR ±0,55m
Bagüeña 1a	2787,50
Bagüeña 1b	2792,50
Bagüeña 2	2655,50
Bagüeña 3	2733,50
Barbarisa	2810,50
Eriste a	2894,50
Eriste b	2919,50
Forqueta a	2749,50
Forqueta b1	2762,50
Forqueta b2	2768,50
Llantia 1	2668,50
Llantia 2	2594,50
Sen 1	2558,50
Sen 2	2547,50
Solana 1	2579,50
Solana 2	2651,50

Tabla 2. PaleoELAs según el método AABR.
Tabla 2. PaleoELAs according to AABR method.

Glaciar	Fase	PaleoELA	Diferencia cota (m)	ΔT (ºC)
Bagüeña 1b	2	2792,5	5,00	0,03
Eriste b	2	2919,5	25,00	0,15
Forqueta b1	2	2762,5	13,00	0,08
Forqueta b2	2	2768,5	19,00	0,11
Bagüeña 1a	1	2787,5	312,50	1,87
Bagüeña 2	1	2655,5	444,50	2,67
Bagüeña 3	1	2733,5	366,50	2,20
Barbarisa	1	2810,5	289,50	1,74
Eriste a	1	2894,5	205,50	1,23
Forqueta a	1	2749,5	350,50	2,10
Llantia 1	1	2668,5	431,50	2,59
Llantia 2	1	2594,5	505,50	3,03
Sen 1	1	2558,5	541,50	3,25
Sen 2	1	2547,50	552,50	3,31
Solana 1	1	2579,50	520,50	3,12
Solana 2	1	2651,50	448,50	2,69

Tabla 3. Variaciones de temperatura estimadas.
Tabla 3. Estimated temperature variations

leoELAs de la PEH en el Pirineo entre 2.620 y 2.945, siendo los macizos más occidentales los que arrojan valores más bajos al estar influenciados por climas más oceánicos. Serrano y González (2002) analizan los depósitos glaciares del Macizo de Posets (al NE del Macizo de Eriste), donde obtienen una paleoELA de 2.900 m para glaciares con orientación N preferentemente. La diferencia de estos valores con los obtenidos para el macizo de Eriste puede a una mayor altura de los circos de Posets. López-Moreno (2000) determina en el Alto Valle del Gállego una paleoELA a 2.400 m para la PEH y un aumento de 2ºC, datos muy semejantes a los del macizo de Eriste, validando los resultados obtenidos en este trabajo. El Alto Valle del Gállego se sitúa al W del macizo de Eriste, por lo que las precipitaciones nivales son mayores favoreciendo el desarrollo de masas glaciares (y por lo tanto paleoELAs en cotas más bajas).

Conclusiones

De forma atípica y extraordinaria en los Pirineos, se dan grandes masas glaciares en circos cuya orientación no es la idónea, aunque las características de los circos que los albergan faciliten la situación. No solo en estos puntos se dan las grandes extensiones glaciares, si no que las paleoELAs calculadas para estos son relativamente bajas comparadas con las de otros glaciares con distinta orientación en este y otros macizos del Pirineo.

No todos los glaciares presentan dos fases, lo que no quiere decir que en la segunda fase estos glaciares ya no existieran, simplemente no se conserva el registro.

Agradecimientos

En primer lugar agradecer a Ánchel y a Jesús su colaboración en este trabajo. Además mencionar Alodia y Rafa por su compañía y ayuda en el trabajo de campo, a Carles Pons, José Úbeda y Joshua Iparraguirre su ayuda con el cálculo de paleoELAs y a Iván y Domingo con el ArcGIS. Agradecer también a todas las personas que me han apoyado durante este tiempo.

Bibliografía

Climate-Data.org (1) (en línea): Clima: Benasque. Fecha de consulta: 29/03/2018. Disponible en: <https://es.climate-data.org/location/729631/>

Climate-Data.org (2) (en línea): Clima: San Juan de Plan. Fecha de consulta: 29/03/2018. Disponible en: <https://es.climate-data.org/location/224852/>

Gellatly, A. F., Grove, J. M., y Switsur, V. R. (1992), Mid- Holocene glacier activity in the Pyrenees. The Holocene, 2: 266-70.

Matthews, J.A. y Briffa, K.R. (2005): The 'Little Ice Age': reevaluation of an evolving concept. Geogr. Ann., 87 A (1): 17-36.

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) based on OSL dating and soil stratigraphy. Global and Planetary Change, 67:141–152.

López Moreno, J. I. (2000): Los glaciares del alto Valle del Gállego (Pirineo Central) desde la Pequeña Edad de Hielo: Implicaciones en la evolución de la temperatura. Proyecto de Fin de Carrera, Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio de la Universidad de Zaragoza. Geoforrma Ediciones, 77pp.

Meierding, T.C. (1982). Late Pleistocene equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: a comparison of methods. Quaternary Research 18: 289-310.

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.

Palacios D., García-Ruiz J.M., Andrés N., Schimmelpfennig I., Campos N., Léanni L., ASTER Team (2017): Deglaciation in the central Pyrenees during the Pleistocene-Holocen transition: Timing and geomorphological significance. Quaternary Science Reviews, 162:11-127.

Pellitero, R., Rea, B. R., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S. y Ribolini, A. (2015): A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. Computers &Geosciences, 82: 55-62.

Porter, S.C. (2001): Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. Quaternary Science Reviews, 20:1067-1091.

Ríos Aragüés, L. M., Lanaja del Busto, J. M., Ríos Mitchell, J. M. y Marín Blanco, F. J. (1982): Mapa geológico de España 1:50.000, hoja nº179 (Bielsa) y memoria. IGME, Madrid. 48pp.

Sancho C, Peña JL, Lewis C, McDonald E, Rhodes E (2008): Actividad glaciar y desarrollo de terrazas durante el Pleistoceno Superior en pirineos, Cuenca del Ebro. Geo-Temas 10:763-766.

Serrano Cañadas, E. y González Trueba, J. J. (2002): La deglaciación de la alta montaña. Morfología, evolución y fases morfogenéticas glaciares en el macizo del Posets (Pirineo Aragonés). Revista Cuaternario y Geomorfologia, 16: 111-26.

Serrano Cañadas, E. y González Trueba, J. J. (2004): El método AAR para la determinación de paleo-ELAs: análisis metodológico y aplicación en el macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica). Cuadernos de Investigación Geográfica, 30: 7-34.

Serrano, E y Martín-Moreno, R. (2018): Surge glaciers during the little ice age in the pyrenees. Cuadernos de Investigación Geográfica: Geographical Research Letters, 44 (1): 213-244.

5
Geomorfología fluvial y erosión de suelos

Efecto de las hidropuntas, las extracciones de áridos y los afluentes en la variabilidad espacial y temporal del transporte de agua y sedimentos en suspensión en un río de montaña (Alto Cinca, Pirineo Central)

M. Béjar[1], D. Vericat[1,2], R.J. Batalla[1,3,4], C. Gibbins[5,6]

[1] *Fluvial Dynamics Research Group (RIUS), Universitat de Lleida, Lleida, Catalunya*
[2] *Centre Tecnològic Forestal de Catalunya, Solsona, Catalunya*
[3] *Institut Català de Recerca de l'Aigua (ICRA), Girona, Catalunya*
[4] *Facultad de Ciencias Forestales y Recursos Naturales, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile*
[5] *School of Environmental and Geographical Sciences, University of Nottingham, Malaysia Campus, Selangor, Malaysia*
[6] *Northern Rivers Institute, School of Geosciences, University of Aberdeen, Scotland, UK*

Effects of hydropeaking, gravel mining and tributaries on the spatial and temporal variability of sediment transport in a mountainous river (Upper Cinca, Central Pyrenees): The work presented here aims to assess water and the sediment transfer in a river reach affected by instream mining and hydropeaking, set against a background of natural changes to the supply of water and sediment from tributaries and floods. Discharge and suspended sediment transport were monitored during two hydrological years (2014-2016) at three sections along a 10-km reach of the upper River Cinca, in the Southern Pyrenees. Water and sediment loads differed substantially between the three sub-reaches. Snowmelt and summer and autumn thunderstorms were responsible for most of the water yield, while flood flows determined the magnitude and transport of the sediment load. The study highlights the importance of the geographic locations of factors affecting transfer of water and sediment in river channels and that, depending on their geographic location and effect-size, can result in marked variability even over short downstream distances.

Palabras clave: hidropunta, extracción de áridos, afluentes, subtramo, subcuenca.
Key words: hydropeaking, instream mining, tributary, sub-reach, sub-catchment.

Introducción

La variabilidad espacial y temporal del caudal y del transporte de sedimentos en un río está controlada por una serie de factores que se intercalan y en ocasiones son difíciles de aislar. Los afluentes contribuyen naturalmente al incremento de caudal y sedimento (e.g. Rice, 2017). Las actividades antrópicas como las hidropuntas y extracciones de áridos modifican, a su vez, el caudal y la transferencia de sedimentos (Surian y Rinaldi, 2003; Zolezzi et al., 2009). En este contexto, el objetivo de este trabajo es evaluar la trasferencia de agua y sedimento en suspensión en un tramo de río afectado por hidropuntas y extracciones de áridos, y condicionado por los aportes de varios afluentes.

Área de estudio y métodos

Se monitorizó el caudal y el sedimento en suspensión durante dos años hidrológicos (2014-2016) en tres estaciones de monitoreo ubicadas a lo largo de un tramo de 10 km en el alto Cinca (Sur de los Pirineos, cuenca del río Ebro; Fig. 1). Se ubicó una estación de monitoreo al inicio del tramo (Laspuña); una intermedia, (Escalona), que coincide con la estación de aforos oficial de la Confederación Hidrográfica del Ebro A051 (SAIH); y una estación aguas abajo, al final del tramo de estudio (Ainsa; Fig. 1).

En el tramo de estudio confluyen dos afluentes principales, el río Bellos que drena un cañón formado por materiales calizos; y el barranco San Vicente que drena una zona de cárcavas (potencial zona de producción de sedimento; Nadal-Romero et al., 2007).

Además, el alto Cinca es un río de gravas afectado histórica y actualmente por extracciones de áridos y por la generación de hidropuntas, siendo un claro ejemplo de los ríos de montaña en los Pirineos.

La profundidad del agua (d) se monitorizó continuamente mediante sensores de nivel y de presión de agua (TruTrack®WT-HR y

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

Campbell® CS451), que posteriormente se transformaron a caudal (Q) mediante curvas de tarado (d-Q) específicas para cada estación. Los datos de caudal se aforaron a diferentes condiciones de caudal mediante un sensor acústico Dopler (ADCP; SontekRiverSurveyor M9®). Estos datos se usaron para construir las curvas de tarado para cada estación de monitoreo. Los caudales más altos se modelizaron mediante el modelo hidráulico Iber 2D® y el Modelo Digital del Terreno 1 × 1 m deltramo de estudio (para más información de la metodología aplicada Bladé et al., 2014 y Vericat et al., 2016).

El transporte de sedimento se monitorizó indirectamente mediante sensores de turbidez instalados en cada estación de monitoreo (Analite NEP9350 y Campbell® OBS300). Se tomaron muestras de agua directamente en múltiples condiciones de caudal y transporte para calibrar los registros de turbidez. Estos datos proporcionan la información acerca de la frecuencia y magnitud de eventos competentes y la cantidad de material transferido en el tramo de estudio.



Fig. 1. Localización de la cuenca del alto Cinca y del tramo de estudio con los diversos factores que afectan al transporte de agua y sedimentos.
Fig. 1. Location of the upper River Cinca and the study reach with the main factors affecting water and sediment transport.

Resultados

Los resultados muestran que tanto los factores naturales como las actividades humanas modifican de manera notable el régimen hídrico y la carga de sedimentos, tanto en la variabilidad como en la magnitud de los procesos. Este trabajo tan solo muestra algunos aspectos específicos de los resultados; para la totalidad de éstos se puede revisar el reciente trabajo de Béjar et al. (2018).

Hidrología

La aportación media del Cinca en la estación de aforos oficial A051 (SAIH) es de 895 hm^3 (1959-2013). Este dato es ligeramente superior al medio registrado en el periodo de estudio (692 hm^3), sin embargo los dos años hidrológicos estudiados se consideran normales según la aproximación de Martínez y Fernández (2010). La aportación media varía entre las tres secciones monitorizadas (Tabla 1).

En el tramo de aguas arriba el régimen es de tipo torrencial y está controlado principalmente por las crecidas. El caudal medio es 3,1 m^3/s, lo que significa una aportación media anual de 170 hm^3. Sin embargo el caudal máximo alcanzado es 260 m^3/s, subrayando la alta torrencialidad y competencia de este tramo.

En el tramo intermedio la circulación de agua está sujeta a un régimen de hidropuntas y a la contribución del río Bellos. El caudal medio generado por las hidropuntas se ha estimado en 16,7 m^3/s, con caudales picos alrededor de los 20 m^3/s (datos suministrados por Acciona; ver el trabajo de Reñé et al. en este volumen para más detalles sobre las hidropuntas). Las hidropuntas y el afluente Bellos incrementan el caudal medio hasta los 21,9 m^3/s. Estos factores generan un incremento de un 400 % en la aportación hídrica anual en esta sección en comparación con la sección de aguas arriba (Tabla 1, Fig. 2). En el tramo final se mantiene la influencia de la generación de hidropuntas y se incrementa ligeramente la aportación hídrica debido a la

Sección de monitoreo	Superficie de la cuenca (km^2)	Aportación hídrica media anual (hm^3)	Carga media anual de sedimentos en suspensión (t)
Laspuña	596	170	17432
Escalona	797	692	29106
Ainsa	849	788	62926

Tabla 1. Transporte de agua y sedimento para el periodo de estudio (2014-2016) en las tres secciones de monitoreo en el alto Cinca.
Tabla 1. Water and suspended sediment load for the study period (2014-2016) at the three monitoring sites in the upper Cinca River.

contribución de afluentes de menor entidad, alcanzándose un caudal medio de 24,9 m^3/s (788 hm^3).

Transporte de sedimentos en suspensión

La carga de sedimentos varía sustancialmente entre las tres secciones monitorizadas. En el tramo de aguas arriba la carga está controlada principalmente por las avenidas. La concentración media es baja (i.e. 21,1 mg/l) pero altamente variable (Fig.2). La carga media anual es 17432 t. En el tramo intermedio, sujeto al régimen de hidropuntas y a la contribución del rio Bellos, la concentración media registrada es similar al tramo anterior (i.e. 22,2 mg/l). La carga de sedimentos solo aumenta un 25% indicando una predominancia de dilución (en comparación con el aumento de aportación hídrica para este tramo). En el tramo final la carga de sedimentos se duplica (62926 t), debido principalmente a las actividades extractivas (incremento disponibilidad de sedimentos; ver Béjar et al., 2018) y a la contribución de afluentes de menor entidad (incremento del suministro de sedimentos). En este tramo se obtuvo una máxima concentración instantánea de 17 g/l (en una avenida en junio de 2015), superior a los 3 g/l registrados aguas arriba.

Estacionalidad de las cargas

El deshielo y las tormentas localizadas de verano y otoño son las responsables de la mayoría de la aportación hídrica. Existe una variabilidad interanual en los patrones de aportación hídrica: los meses de otoño y primavera (la mayor contribución al aporte anual) son los más variables; en cambio los meses de invierno son más estables.

En cuanto al transporte de sedimentos, las crecidas determinan la magnitud y el transporte de sedimento en suspensión.

Conclusiones

La generación de hidropuntas, las extracciones de áridos y los afluentes afectan al transporte de agua y sedimentos de diferentes

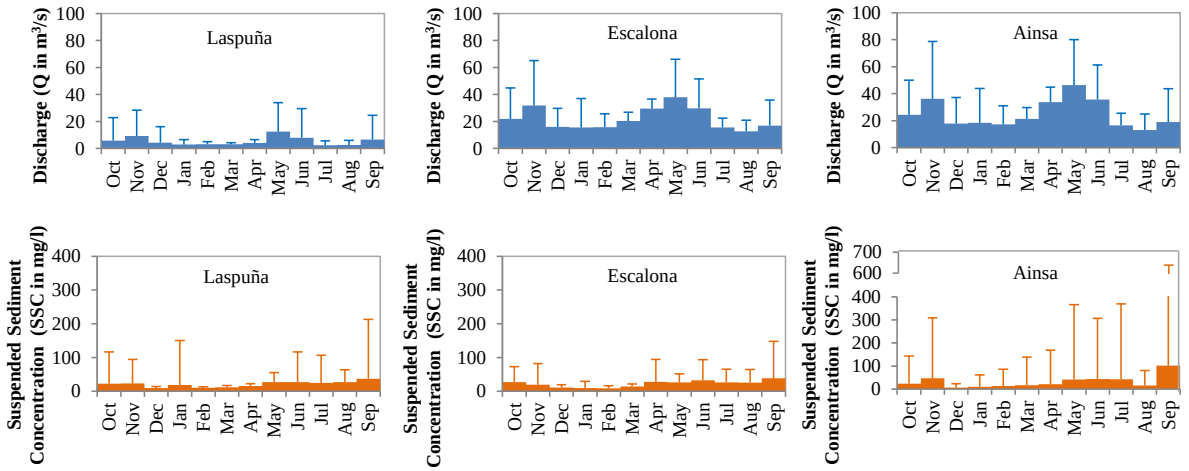


Fig. 1. Caudal y concentración de sedimentos en suspensión medios mensuales en cada sección de monitoreo en el alto Cinca durante el periodo de estudio (2014-2016). Las líneas indican la desviación estándar de las medias. Nota: El eje Y de la concentración de sedimentos en suspensión en Ainsa está modificado debido a la magnitud de éstas.
Fig. 1. Monthly average discharge and suspended sediment concentrations registered at each of the monitoring sections in the upper River Cinca during the study period (2014-2016). Lines show standard deviation of the means. Note: Y-axe of the suspended sediment concentrations at Ainsa is modified due to magnitude of these.

maneras. La generación de hidropuntas y el aporte de los afluentes incrementa 4,6 veces el aporte hídrico en el tramo de estudio. El aporte de sedimentos de los afluentes y el aumento de la disponibilidad de sedimentos debido a las extracciones de áridos contribuyen a aumentar 2,5 veces la carga sedimentaria en los 10 km de tramo de estudio. Además las características de las sub-cuencas que drenan los afluentes ejercen un papel relevante en su influencia en el transporte de agua y sedimentos. La distribución espacial de estos factores y su interacción ejerce un efecto compensatorio o aditivo de estos factores sobre la carga sedimentaria. La definición de sub-tramos basados en la naturaleza de las sub-cuencas y la localización de las actividades antrópicas resulta esencial para entender los procesos físicos que ocurren en los sistemas fluviales y para mejorar el proceso de toma de decisiones de futuras actividades antrópicas en la cuenca.

Agradecimientos

Este trabajo se ha desarrollado en el marco del proyecto MORPHOSED (CGL2012-36394, www.morphsed.es) y MORPHOPEAK (CGL2016-78874-R), financiados por el Ministerio de Economía, Industria y Competitividad y el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER). El primer autor tubo una beca predoctoral de la Universidad de Lleida en el momento en que se realizó el estudio. El Grupo de Investigación de Dinámica Fluvial-RIUS es Grupo Consolidado reconocido por la Generalitat de Catalunya (2014 SGR 645). De la misma forma, se agradece al CERCA Programa de la Generalitat de Catalunya. Los datos hidrológicos han sido suministrados por la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE), mientras que los datos de caudal de los hidrópicos han sido facilitados por Acciona. Los autores agradecen la participación de distintos miembros de RIUS.

REFERENCIAS

Béjar, M., Vericat, D., Nogales, I., Gallart, F. and Batalla, R. J., 2018. Effects of gravel mining on suspended sediment transport in mountain rivers (upper River Cinca, Central Pyrenees). Cuadernos de Investigación Geográfica. DOI: 10.18172/cig.3256

Bladé, E., Cea, L., Corestein, G., Escolano, E., Puertas, J., Vázquez-Cendón, M.E., Dolz, J., Coll, A., 2014. Iber–Herramienta de simulación numérica del flujo en ríos. Revista Internacional de Métodos Numéricos 30, 1–10. DOI: 10.1016/j.rimni.2012.07.004

Morán-Tejeda, E., Ceballos-Barbancho, A. y Llorente-Pinto, J.M., 2010. Hydrological response of Mediterranean headwaters to climate oscillations and land cover changes: the mountains of Duero River basin (Central Spain). Global and Planetary Change 72: 39–49. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2010.03.003

Nadal-Romero, E., Regüés, D., Martí-Bono, C. y Serrano-Muela, P. 2007. Badland dynamics in the Central Pyrenees: temporal and spatial patterns of weathering processes. Earth Surface Processes and Landforms, 32: 888–904. DOI: 10.1002/esp.1458

Rice, S., 2017. Tributary connectivity, confluence aggradation and network biodiversity. Geomorphology, 277: 6-16. DOI:10.1016/j.geomorph.2016.03.027

Surian, N. y Rinaldi, M., 2003. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy.Geomorphology, 50: 307–326. DOI: 10.1016/S0169-555X(02)00219-2

Vericat, D., Múñoz-Narciso, E., Béjar, M., Ramos-Madrona, E., 2016. Case study: Multi-temporal reach-scale topographic models in a wandering river – uncertaunties and opportunities. In: Carrivick, J.L., Smith, M.W., Quincey, D.J. (Eds). Structure from Motion in the Geosciences. New Analytical Methods in the Earth Environmental Scinece. Willey Blackwell, Chichester, 194p.

Zolezzi, G., Bellin, A., Bruno, M.C., Maiolini, B., Siviglia, A., 2009.Assessing hydrological alterations at multiple temporal scales: Adige River. Italy. Water Resources Research 45(12):W12421. DOI: 10.1029/2008WR007266

Deterioro de sistemas tradicionales de drenaje y cambios en la conectividad de sedimentos en una cuenca agrícola mediterránea

A. Calsamiglia[1,2], J. Fortesa[1,2], J. García-Comendador[1,2],
J. A. López-Tarazón[1,2,3,4], A. Calvo-Cases[5] y J. Estrany[1,2]

Grup de recerca en hidrologia i ecogeomorfologia en ambients mediterranis –MEDhyCON.
Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears
[2] Institut d'Investigacions Agroambientals i d'Economia de l'Aigua., Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears
[3] Institut für Erd- und Umweltwissenschaften, Universität Potsdam, Potsdam, Brandenburg, Deutschland
[4] Fluvial Dynamics Research Group, Universitat de Lleida, Lleida, Catalunya
[5] Departament de Geografia, Universitat de València, València, País Valencià

HOW THE DECAY OF TRADITIONAL DRAINAGE SYSTEMS MAY CHANGE SEDIMENT CONNECTIVITY IN A MEDITERRANEAN AGRICULTURAL CATCHMENT: Socioeconomic changes since mid-20th century are leading to progressive deterioration of traditional drainage systems (TDS). The effects of these structures on hydrological and sediment transport dynamics were analysed in a small Mediterranean lowland agricultural catchment (Can Revull, Mallorca; Spain) by using an index of connectivity (IC) derived from a LiDAR-based DTM (> 1 pt m^{-2}; RMSE < 0.2 m). Spatial patterns of connectivity were analysed for the current scenario (CS − Channelled Scenario) and a hypothetical scenario without channels (US − Unchannelled Scenario). The configuration of superficial channels and tile drainages promoted lateral decoupling of hillslopes-floodplain and changes in floodplain-channels relationship, as well as higher longitudinal connectivity along the artificial channel network. Field observations confirmed that TDS enabled rapid drainage of the water excess by decreasing overland flows within the field crops. The abandonment of agricultural practices and the subsequent destruction of TDS could promote increased runoff and soil erosion.

Palabras clave: drenajes subsuperficiales, erosión del suelo, conectividad de los sedimentos, LiDAR, gestión de cuencas.
Key words: tile drainages, soil erosion, sediment connectivity, LiDAR, catchment management

Introducción

Comprender los procesos de transferencia de sedimento es una cuestión fundamental en Ciencias de la Tierra debido a su importante interacción sobre los ecosistemas, la gestión de los recursos hídricos, la agricultura y la evolución del paisaje. Tradicionalmente, las dinámicas sedimentarias de las cuencas de drenaje han sido estudiadas mediante balances de sedimento elaborados a partir de distintas técnicas tales como el monitoreo continuo de los flujos de agua y sedimento en estaciones de aforo, el cálculo de tasas de erosión/deposición con radioisótopos y el análisis del origen del sedimento (Estrany et al., 2012).

Este enfoque proporciona un esquema general de las dinámicas sedimentarias en cuencas de drenaje pero no permite comprender con exactitud la variabilidad espaciotemporal de sus procesos internos (Walling, 1983). En los últimos años, la emergencia del concepto de 'conectividad de los sedimentos' está ofreciendo un marco teórico para el análisis de los procesos de erosión, transporte y deposición, y su relación con las actividades humanas en cuencas de drenaje (Fryirs et al., 2013). Durante siglos, la construcción de sistemas tradicionales de drenaje (STD) en cuencas agrícolas alteró profundamente la morfología del paisaje con el objetivo de controlar el exceso de agua en los campos de cultivo y evitar las pérdidas de suelo por erosión. No obstante, los cambios socioeconómicos de las últimas décadas pueden propiciar un progresivo abandono de estas estructuras, con efectos inciertos sobre las dinámicas hidrológicas y sedimentarias (Jover et al., 2012). Este trabajo se propone evaluar los efectos de un hipotético abandono de los STD sobre los patrones espaciales de conectividad hidrológica y de los sedimentos en una pequeña cuenca agrícola mediterránea.

Área de estudio

Can Revull es una pequeña cuenca (1,4 km^2) integrada en la cabecera de la cuenca de Na Borges (319 km^2, Mallorca, España, Fig. 1).

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.



Fig. 1. Cuenca de Can Revull. (a) Localización en la Cuenca de na Borges (Mallorca, Spain), (b) imagen de un canal superficial en el área de estudio, (c) Ortofoto (IGN 2015), curvas de nivel y red de canales superficiales.
Fig. 1. Can Revull catchment. (a) Location within Na Borges basin (Mallorca, Spain), (b) Picture of a surface artificial channel in the study area (c) orthophoto (IGN, 2015) contour lines and artificial channel network.

Su geomorfología se caracteriza por un relieve suave, con altitudes entre 70 y 142 msnm y una pendiente media del 5%, que sólo supera el 10% en la parte de cabecera (11% de la superficie de la cuenca). El clima es típicamente mediterráneo, con una temperatura media anual de 16,5ºC y una precipitación de 517 (±23%) mm anuales (Estrany et al., 2012). El régimen hidrológico es intermitente, con un caudal medio diario de 8,3 l s^{-1} y una evapotranspiración media anual de 1.010 mm.

El sustrato es calcáreo y los suelos, según la taxonomía del USDA, se clasifican en entisols en las zonas de cabecera y en alfisols en las partes bajas. Los suelos bien desarrollados de las llanuras aluviales se superponen a una capa impermeable del Burdigaliense que impide la percolación en acuíferos profundos. La necesidad de tierras para el cultivo requirió la construcción de un sistema tradicional de drenaje que permitiera evacuar el exceso de agua. Este sistema se caracteriza por una red de canales superficiales alimentados por canales subsuperficiales con una situación topográfica ligeramente elevada a la par que constreñidos por motas. Estas actuaciones de mejora del drenaje permiten el cultivo de cereales (trigo y avena) en el 94% de la superficie de la cuenca. La superficie restante está ocupada por una zona forestal (2,7%) y por olivos y almendros en laderas aterrazadas (2,8%).

Métodos

Cálculo del índice de conectividad

Los patrones espaciales de conectividad se evaluaron mediante el índice de conectividad (IC) propuesto por Borselli et al. (2008) y mejorado por Cavalli et al. (2013). El IC cuantifica el potencial de transferencia de agua y sedimento entre distintos comprartimentos de una cuenca indicando, con un rango [−∞, +∞], la probabilidad que tiene una partícula en un punto determinado de alcanzar una zona objetivo, que se estableció para este estudio en la salida de la cuenca de drenaje. Para cada celda, el IC se calcula en base a las características de su área de contribución (D_{up}) y del camino a recorrer hasta el final de la cuenca (D_{dn}):

$$IC = log_{10}\left(\frac{Dup}{Ddn}\right) = log_{10}\left(\frac{\bar{W}\,\bar{S}\,\sqrt{A}}{\sum_i \frac{di}{Wi Si}}\right) \quad (1)$$

donde W es el factor impedancia a los flujos superficiales (adimensional), S el gradiente de pendiente (mm^{-1}), A el área de contribución (m^2) y d, la distancia a recorrer (m). El cálculo se realizó con MDTs (1 m pix^{-1}) correspondientes a dos escenarios distintos: (i) el escenario actual (CS, *Channeled Scenario*), con una representación muy precisa de la morfología de los canales y (ii) un escenario hipotético (US, *Unchanneled Scenario*) en el que la red de canales fue eliminada. En el primer caso, el MDT se construyó añadiendo, a los datos LiDAR, líneas de rotura y puntos característicos de la sección de los canales adquiridos con dGPS Leica1200® (RMSE < 0.05m). En el segundo caso, los datos topográficos en la zona de influencia de los canales fueron eliminados. Posteriormente, la superficie fue reconstruida interpolando la topografía general y restituyendo la rugosidad mediante algoritmos de

IC	Av	Min	Q_{25}	Q_{50}	Q_{75}	Max	Std
CS	-6.58	-8.28	-6.76	-6.47	-6.18	-3.36	0.40
US	-6.26	-7.89	-6.57	-6.18	-5.82	-3.35	0.44

**Av (Media), Min (Mínimo), Max (Máximo), Std (Desviación Estándar, Q25, Q50, Q75 (Cuartiles)*

Tabla 1. Principales estadísticas de IC para el escenario actual (CS) y para el hipotético escenario sin canales (US)
Table 1. Main IC statistics for the current channelled scenario (CS) and a hypothetical unchannelled scenario (US).

tipo 'inpaint' desarrollados en Matlab® (Crema et al., 2018).

Trabajo de campo

Para evaluar la fiabilidad de los mapas de IC y analizar los efectos de los STD, se llevó a cabo una campaña de campo el día 21 de octubre de 2016, después de un evento de precipitación frecuente (recurrencia 0,5 años), en el que se registraron 23 mm en 5 horas y una intensidad máxima de 12 mm h^{-1}.

La identificación visual y cartografía de áreas activas se llevó a cabo con una camera digital y un dGPS Leica1200® siguiendo el protocolo de Marchamalo et al., (2015). Las zonas activas se clasificaron como zonas de erosión y transferencia, distinguiendo entre flujo hidrológico superficial (evidencias de erosión laminar o concentrada), flujos subsuperficiales y zonas de deposición.

Resultados y discusión

Patrones espaciales de conectividad

Los valores obtenidos de IC mostraron que un hipotético escenario sin canales (US) generaría un incremento general de IC en toda la distribución de frecuencias (Tabla 1).

Las mayores diferencias se encontraron en los valores extremos, lo cual resulta muy relevante ya que representan las áreas con menor/mayor potencial de conectividad. Estableciendo un umbral del 5% en el CS, las áreas con valores más bajos (Q_5) no excedieron -7.18. El 5% de los valores más altos (Q_{95}) se encontraron a partir de -5,49. Tomando estos valores como referencia en el US, las áreas con valores ≤-7.18 (con un mayor potencial de deposición) disminuyeron del 5% al 1,7%, mientras que las áreas con valores ≥-5,49 (con mayor potencial de erosión y transporte) aumentaron del 5% al 9,9%.

La eliminación de la red artificial de canales (US), además, supondría una modificación del curso de los flujos superficiales y las áreas de contribución en cada punto de la cuenca generando cambios importantes en los patrones espaciales de conectividad (Fig. 2).

La Fig. 2b muestra como en CS, los STD favorecen una mayor conectividad longitudinal, concentrando la escorrentía a lo largo de la red de canales –por tanto, permitiendo un rápido drenaje del exceso de agua– y desconectan los flujos superficiales en el interior de los campos de cultivo, dificultando los procesos de erosión. La ligera elevación de estas estructuras por encima de la topografía natural del terreno y las motas laterales las convierte en barreras que dificultan la conectividad lateral e impiden la transferencia de sedimentos hacia la red de drenaje. La Fig. 2c ilustra la eliminación de estas estructuras en US, lo cual generaría una reordenación de los flujos superficiales, que abandonarían el cauce de la red de canales superficiales y tenderían a recuperar las zonas cóncavas de la topografía original, situadas en el interior de los campos de cultivo.

Evaluación de la conectividad funcional

El trabajo de campo permitió corroborar los resultados obtenidos mediante el cálculo

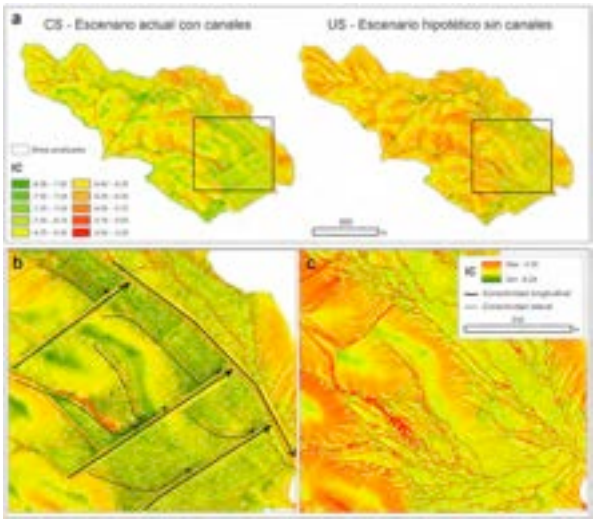


Fig. 2. (a) Patrones espaciales de IC para CS y US, (b) efectos en la conectividad longitudinal y lateral inducidos por canales artificiales en CS, (c) reorganización de los flujos en US debido a la eliminación del sistema tradicional de drenaje.
Fig. 2. (a) Spatial patterns of IC for CS and US. (b) Effects on longitudinal and transversal connectivity induced by the artificial channels on CS, (c) reorganization of the overland fluxes due to the removal of traditional drainage systems on US.

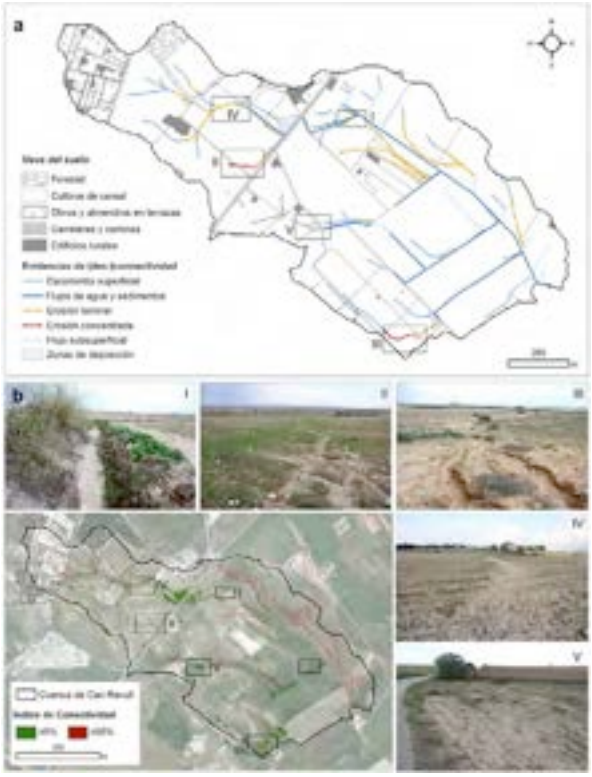


Fig. 3. Observaciones de campo. (a) Principales evidencias de erosión, transporte y deposición. (b) Correspondencia espacial de las zonas activas con IC < Q5 y IC ≥ Q95.
Fig. 3. Field observations. (a) Evidences of erosion, transport and deposition. (b) Spatial correspondence between active areas and the 5% more extreme IC values (<Q5 & ≥Q95).

del IC. El 94% de la longitud total de la red superficial de drenaje, donde se concentraron los valores más altos de IC, mostró evidencias de escorrentía y de transporte de sedimento fino (Fig. 3, I). Dentro de los campos de cultivo, se observó erosión laminar y, puntualmente, concentrada (Fig. 3, II-IV). El 87% de las evidencias de erosión y transporte de sedimento se localizaron en áreas con el 5% de los valores más altos de IC (Q_{95}). El 82% de las evidencias de deposición, en cambio, se ubicaron en áreas con el 5% de los valores más bajos de IC (Q_5) (Fig. 3). No obstante, no todas las zonas altamente conectadas mostraron actividad. En áreas con canales subsuperficiales, incluso en zonas con valores de IC>Q_{95}, no se observaron evidencias de flujo superficial. Este proceso indica que estas estructuras, favoreciendo el drenaje subsuperficial, dificultan la generación de escorrentía e impiden el desarrollo de procesos de erosión que podrían activarse a partir del deterioro de estas estructuras hidráulicas causado por el abandono de la actividad agrícola tradicional.

Agradecimientos
Este trabajo se realizó en el marco del Proyecto CGL2017-88200-R, financiado por el MINECO, (Gobierno de España). A. Calsamiglia cuenta con un contrato predoctoral (EEBB-I-15-10280) financiado por el MINECO. J. García-Comendador cuenta con un contrato predoctoral (FPU15/05239) financiado por el MEC (Gobierno de España). J. Fortesa cuenta con un contrato predoctoral (FPI/2048/2017) financiado por la CAIB (Govern de les Illes Balears). J. A. López-Tarazón cuenta con una ayuda postdoctoral "Vicenç Mut" (PD/038/2016) de la CAIB. La fotografía aérea y los datos LiDAR fueron facilitados por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) y los datos meteorológicos fueron proporcionados por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y Enrique Rodríguez, propietario de la estación ESIBA0700000107250A de Meteoclimatic.

Bibliografía

Borselli L, Cassi P, Torri D. 2008. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment. Catena 75 (3), 268–277.

Cavalli M, Trevisani S, Comiti F, Marchi L. 2013. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small alpine catchments. Geomorphology 188, 31–41.

Crema S, Llena M, Calsamiglia A, Estrany J, Marchi L, Vericat D, Cavalli M. 2018. Assessing the effectiveness of inpainting techniques for the processing of high-resolution datasets. In preparation for ESPL.

Estrany J, García C, Martínez-Carreras N, Walling DE. 2012. A suspended sediment budget for the agricultural Can Revull catchment (Mallorca, Spain). Z. Geomorph. Vol. 56, Suppl. 3: 169-193

Fryirs K. 2013. (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. Earth Surf. Process. Landf. 38 (1), 30–46.

Jover G, Pons J. 2012. Possessions, renda de la terra i treball assalariat. Docum. Univ. Girona

Walling DE. 1983. The sediment delivery problem. Journal of Hydrology 65: 209–237.

Functional hydrological and sediment connectivity in mediterranean catchments under global change scenarios. Experimental design of MEDhyCON-2 project

J. Estrany[1,2], J. García-Comendador[1,2], J. Fortesa[1,2], A. Calsamiglia[1,2], J.A. López-Tarazón[1,2,3,4], J. Gago[2,5], M. Ruiz-Pérez[1,6], B. Alorda[7], A. Calvo-Cases[8], F. Garcias[7] y J. Santana[9]

[1] *Grup de Recerca en Hidrologia i ecogeomorfologia en ambients mediterranis –MEDhyCON. Departament de Geografia. Universitat de les Illes Balears. Palma (Mallorca), Illes Balears*
[2] *Institut d'Investigacions Agroambientals i d'Economia de l'Aigua, Universitat de les Illes Balears. Palma (Mallorca), Illes Balears*
[3] *Institut für Erd- und Umweltwissenschaften, Universität Potsdam, Potsdam, Brandenburg, Deutschland*
[4] *Fluvial Dynamics Research Group, Universitat de Lleida, Lleida, Catalunya*
[5] *Grup de Recerca en Biologia de les plantes en condicions mediterrànies, Departament de Biologia, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*
[6] *Servei de SIG i Teledetecció –SSIGT, Universitat de les Illes Balears. Palma (Mallorca); Illes Balears*
[7] *Departament de Física, Universitat de les Illes Balears, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*
[8] *Departament de Geografia, Universitat de València, València, País Valencià*
[9] *Servei de Gestió Forestal i Conservació dels Sòls, Conselleria de Medi Ambient, Agricultura i Pesca, Govern de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*

CONECTIVIDAD FUNCIONAL HIDRO-SEDIMENTARIA EN CUENCAS MEDITERRÁNEAS: ESCENARIOS DE CAMBIO GLOBAL. DISEÑO EXPERIMENTAL DEL PROYECTO MEDHYCON-2: Una gestión eficaz sobre las cuencas de drenaje requiere el conocimiento de procesos de conectividad –enfoque sintético entre la ecología, la hidrología y la geomorfología– y sensibilidad de las cuencas –severidad de una reacción a una perturbación, en relación a la magnitud de la fuerza perturbadora–. Se presenta el diseño experimental del proyecto MedhyCON-2, el cual pretende: (a) definir nuevos métodos para evaluar con precisión la sensibilidad de la transmisión de la cuenca de drenaje y cómo opera la "cascada de sedimentos" a escala cuenca de drenaje y la medida en que cualquier compartimento está conectado (acoplado) o desconectado (desacoplado) para la obtención de información cuantitativa sobre el cambio de las condiciones superficiales (conectividad funcional) en un rango de escalas espaciales; (b) evaluar las interacciones entre los procesos biológicos y geomorfológicos en cuencas mediterráneas mediante la modelización de escenarios de cambio global en condiciones de no estacionariedad para definir las mejores estrategias (indicadores) en la recuperación de ecosistemas degradados.

Palabras clave: Ecogeomorfología, radio-isótopos, transporte de sedimento, UAS, cambio global
Key words: Ecogeomorphology, fallout radionuclides, sediment transport, UAS, global change

Introduction

External forces disturb ecosystems over a range of spatial and temporal scales, leading to variations in ecogeomorphological processes such as runoff, erosion and vegetation distribution. The dynamics of the state alteration in Mediterranean ecosystems are determined by changes in the type and intensity of biotic and abiotic feedbacks after a change in external forces (cf. Turnbull et al., 2012). In a global change context, if the intensity of these external forces exceeds ecosystem resilience it may lead to irreversible degradation. It is therefore required establishing comprehensive environmental assessment of these perturbations consequences on biotic and abiotic fluxes under different scenarios and interacting scales (e.g., Saco and Moreno-de las Heras, 2013). Connectivity –as a synthetic approach between ecology, hydrology and geomorphology– can be useful to evaluate cost-effective strategies for catchment management. Two main components –structural and functional (or process-based) connectivity– have been identified as the likely detanglers of the connectivity's spatio-temporal aspects. Thus, a better characterization of the anthropogenic controls –such as land uses– in the catchment's resisting forces and effectiveness requires the analysis of the spatial patterns of both structural and functional connectivity.

The development of fast, reliable and low cost methods for the characterization of functional connectivity evolution at a range of spatial and temporal scales in catchments

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

under contrasting environments remains as one of the main challenges of fluvial geomorphology. The key issue to geomorphologists is the application of the sensitivity concept and the generation of empirical data that adequately measures catchment sensitivity across spatial and temporal scales. It may be possible to establish the propensity for change in a catchment, and the ability of the system to recovery from any given disturbance. The connectivity concept may therefore provide information on how hydrological and sediment movement vectors interact with vegetation, leading to a better understanding of the sensitivity of a catchment to global change impacts (Fryirs, 2017).

In recent years, the high spectral and spatial resolution imagery –associated with ground-based sensing through accurate mapping of soil moisture factors (Arnau-Rosalén et al., 2008)– is a promising technique for the evaluation and understanding of the hydrological and geomorphological dynamics. In addition, LiDAR technology allows obtaining more detailed information about the topography and vegetation cover which permits developing high resolution sediment and hydrological connectivity. Such techniques are basic tools for advancing spatial modelling in hydrology and geomorphology.

MEDhyCON-2 project pretends to investigate spatial temporal patterns of runoff and sediment generation, controlled by changes in soil surface conditions and vegetation cover, under global change in Mediterranean catchments. 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.

Study area

Sa Font de la Vila River (4.8 km^2) has been the selected catchment to assess the impacts of global change in the ecology and hydrology of Mediterranean environments. Located in the south-western part of the World Heritage Site Serra de Tramuntana (Mallorca; Fig. 1), it is a paradigmatic case of cultural Mediterranean landscape with important interactions between natural dynamics and ancient human activities leading to the afforestation of the former agricultural land which has been also affected by recurrent wildfires.

The fluvial network consists of two main catchments: Sa Coma Freda (2.3 km^2) and Can Cabrit (2.08 km^2) rivers. The Sa Coma Freda fluvial regime is characterized by substantial groundwater influence, with several karstic springs. The Can Cabrit River is constricted by a check dam, built in 2007.

The climate is classified on the Emberger climate scale (Guijarro, 1986) as Mediterranean temperate sub-humid at the catchment headwaters and warm sub-humid at the outlet, with a mean temperature of 16.5ºC and mean annual rainfall of 531.7 mm y^{-1} (inter-annual coefficient of variation of 23%). High-intensity rainstorms with a recurrence period of 10 years may generate 85 mm of rainfall in 24 hours.

The catchment has been affected by two major wildfires in the last twenty years (Fig. 1). In 1994, 25% of the catchment area was burned, while in 2013 the fire reached 71% of its surface, 30% of which had already burned in 1994. Before the wildfire in 2013, the Sa Font de la Vila catchment was mainly covered by natural vegetation (71%; i.e. 52% forest and 19% scrubland, Fig. 1), while the rest of the catchment was covered by rain-fed trees (23%) and herbaceous crops (6%). As a result of past intensive farming, agricultural terraces (i.e. terraced fields, step terraces and check dam terraces) occupy 37% of the area (179 ha) with a total length of 147 km of dry-stone walls, of which 75.1 ha are well-maintained and 103.7 ha abandoned, with an average collapse point density of 12 collapses km^{-1} and 55 collapses km^{-1}, respectively (Calsamiglia *et al*., 2018).

Experimental design

New methods will be applied to accurately assess catchment transmission sensitivity,how

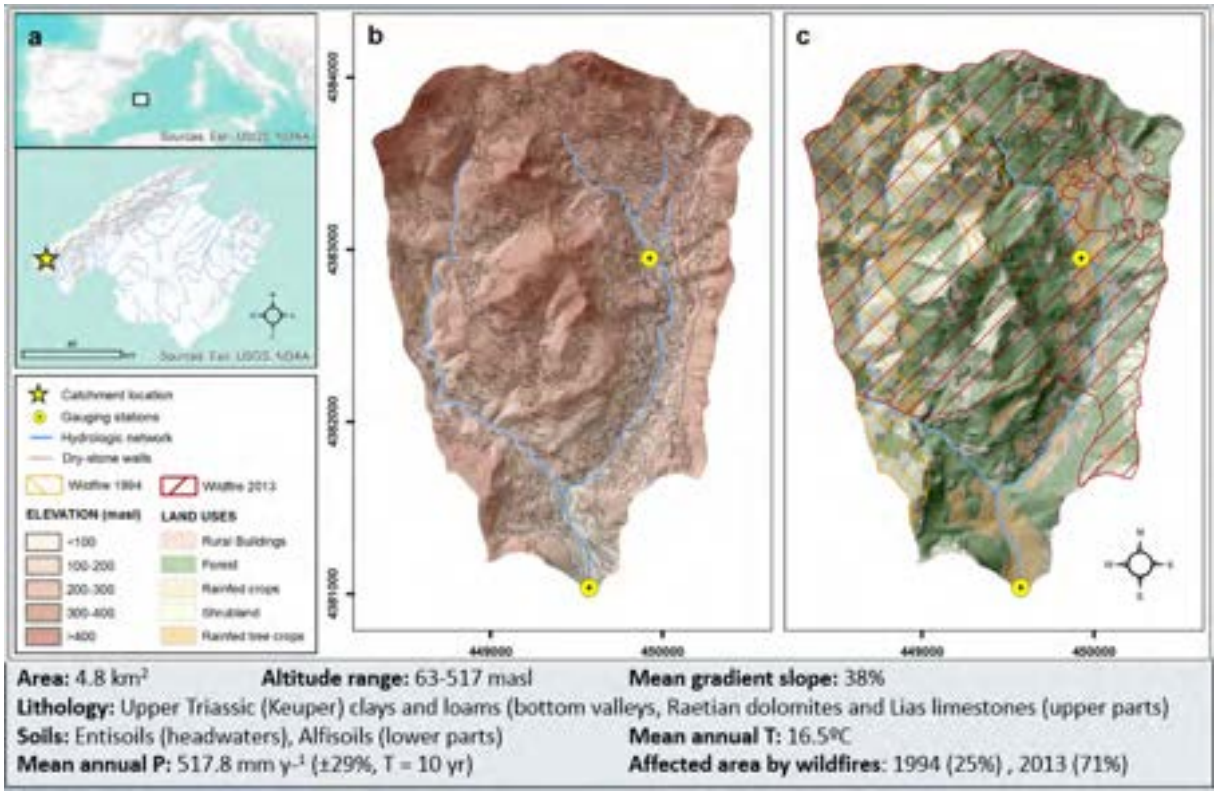


Fig. 1. Characteristics of Sa Font de la Vila catchment. (a) Location of Mallorca. (b) Topographic map, drainage network and spatial distribution of dry-stone walls. (c) Land uses (2012) and areas affected by the wildfires in 1994 and 2013.
Fig. 1. Características de la cuenca de Sa Font de la Vila. (a) Localización de Mallorca. (b) Mapa topográfico, red fluviotorrencial y distribución espacial de terrazas. (c) Usos del suelo (2012) y áreas afectadas por los incendios forestales de 1994 y 2013.

catchment sediment cascade operates, and the extent to which any compartment is connected or disconnected from? deriving quantitative information on the temporal change of surface conditions (functional connectivity) at a range of spatial scales. At first, the hydrology and sediment transport monitoring network, based on nested sub-catchments will be accomplished with a geo-meteorological station at hillslope scale and a gauging station at microcatchment scales, completing the network with the 2 gauging stations which are already functioning in Sa Font de la Vila (Fig. 2). A series of tasks are required for the consecution of the project, all of them presented in relation to the objectives, as follows.

Effects of DEM generation on the connectivity index

Different platforms (e.g. Unmanned Aerial Systems-UAS, aircrafts, satellites) will be used to acquire high resolution topographic data and hyperspectral imagery at multiple spatiotemporal scales. UAS will allow the detection of geomorphic change by automated digital photogrammetry techni-ques (SfM).



Fig. 2. Integrated nested-approach at Sa Font de la Vila catchment for assessing functional connectivity. (a) Catchment scale (5 km²). (b) Sub-catchment scale (1 km²). (c) Micro-catchment (5 ha) and hillslope scales (1 ha).
Estructura anidada en la cuenca de Sa Font de la Vila para evaluar la conectividad funcional a escala: (a) cuenca (5 km²), (b) subcuenca (1 km²), (c) microcuenca (5 ha) y ladera (1 ha).

All the different information with different resolutions and scales will be integrated to analyze ecogeomorphological processes, including changes on spatial patterns of sediment connectivity and vegetation and their interactions.

Soil moisture at hillslope scale for predicting runoff and sediment movement at catchment scale

Soil moisture will be automated and periodically sampled through a geo-meteorological station placed in the headwaters (Fig. 2) and punctually at other representative sites distributed along the catchment which will be related with connectivity models obtained from remote sensing approaches.

Calibrating transmission sensitivity of sediment cascade at multiple scales using fallout radionuclides (FRN)

The propagation of changes and the reaction of the Sa Font de la Vila catchment to disturbance caused by the abandonment of terraces and wildfires will be estimated by using FRN from hillslope to catchment-scale considering the effects of fire on ^{137}Cs and $^{210}Pb_{ex}$ contents and also the soil depth differences of FRN from the sediment released by wall collapses.

Modelling global change scenarios for sustainable management

The evolution of the water resources, sediment transport and functional connectivity as a result of global change will be assessed. Different land-use and vegetation coverage distributions and climate change scenarios for the next 10, 20 and 50 years will be also created as well as specific "catastrophic" scenarios (e.g. wildfires). Finally, the hydrosedimentological catchment's response to the contemporaneous conditions and to the different global change scenarios created will be modelled to determine whether the functional connectivity could be affected by that.

Prospective

As far as we are, the MEDhyCON-2 project is in the forefront of current knowledge on hydrology and geomorphology topics, as no research yet joins directly the vegetation with the hydrological and sediment connectivity through high-resolution hyperspectral imagery by using UAS considering the significant role of biotic processes on erosion, transport and deposition of sediment. The association of remote sensing and integrated sediment budgeting will guarantee the generation of a complete eco-geomorphological database.

It is therefore important for the MEDhyCON-2 project to understand the key ecogeomorphic thresholds, not just what these thresholds are and how frequently they may be exceeded, but whether they will change as a result of changing catchment (i.e., land uses, vegetation cover) and climatic conditions. Vegetation (and subsequently, land-use) evolution models, together with down-scaled climatological models will be coupled with hydro-geomorphological models to assess on the effect of different global change scenarios over the vegetation cover, water resources and sediment transport associated with past, current and likely future situations.

Acknowledgments

The research project CGL2017-88200-R is supported by MINECO.

Bibliografía

Arnau-Rosalén, E., Calvo-Cases, A., Boix-Fayos, C., Lavee, H., 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.

Calsamiglia, A., Fortesa, J., García-Comendador, J., Lucas-Borja, M. E., Calvo-Cases, A., Estrany, J. 2018. Spatial patterns of sediment connectivity in terraced lands: Anthropogenic controls of catchment sensitivity. Land Degradation and Development 29, 1198–1210.

Fryirs, K.A. 2017. River sensitivity: A lost foundation concept in fluvial geomorphology. Earth Surface Processes and Landforms 42(1), 55–70.

Guijarro, J.A. 1986. Contribución a la Bioclimatología de Baleares. (Doctoral Thesis resume summary), Universitat de les Illes Balears, 36 pp.

Saco, P.M., Moreno-de las Heras, M. 2013. Ecogeomorphic coevolution of semiarid hillslopes: Emergence of banded and striped vegetation patterns through interaction of biotic and abiotic processes. Water Resources Research 49, 115-126.

Turnbull, L., Wilcox, B.P., Belnap, J., Ravi, S., D'Odorico, P., Childers, D., Gwenzi, W., Okin, G., Wainwright, J., Caylor, K.K., Sankey, T. 2012. Understanding the role of ecohydrological feedbacks in ecosystem state change in drylands. Ecohydrology 5(2), 174-183.

El papel de la humedad del suelo en la dinámica hidrológica y del transporte de sedimento en suspensión a escala de evento en una cuenca mediterránea

J. Fortesa[1,2], J. García-Comendador[1,2], A. Calsamiglia[1,2], J.A. López-Tarazón[1,2,3,4], J. Latron[5], J. Estrany[1,2]

[1] *Grup de Recerca en Hidrologia i ecogeomorfologia en ambients mediterranis, Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*
[2] *Institut d'Investigacions Agroambientals i d'Economia de l'Aigua –INAGEA, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*
[3] *Institute of Earth and Environmental Science, University of Potsdam, Potsdam, Germany*
[4] *Fluvial Dynamics Research Group, Universitat de Lleida, Lleida, Catalunya*
[5] *Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua, IDAEA-CSIC, Barcelona, Catalunya*

THE ROLE OF SOIL MOISTURE IN THE HYDROLOGICAL DYNAMICS AND SUSPENDED SEDIMENT TRANSPORT AT EVENT SCALE IN A MEDITERRANEAN CATCHMENT: The analysis of the hysteretic relationships in the hydrometric data allows to improve the understanding of the runoff generation and suspended sediment transport mechanisms. The hysteretic loops direction in the relationship between soil moisture vs discharge and discharge vs suspended sediment reflect the antecedent conditions of soil moisture and the sediment sources location and their availability respectively. These relationships were studied at event scale (13) in Es Fangar (3.4 km^2), a mid-mountainous Mediterranean catchment. The results show how in the relation soil moisture vs discharge and discharge vs suspended sediment predominated the counterclockwise loops (62%) and clockwise loop (69%) respectively. Different dynamics were observed in the hydrological response and sediment transport according to soil moisture conditions. In humid conditions, a greater number of events were generated with a more homogeneous hydrological response between events. In dry conditions there was a greater variability in the hydrological and sediment response.

Palabras clave: histéresis, humedad del suelo, escorrentía, transporte de sedimento en suspensión, cuenca mediterránea
Key words: hysteresis, soil moisture, runoff, suspended sediment transport, Mediterranean catchment

Introducción

Las relaciones histeréticas entre el caudal (Q) y el transporte de sedimento en suspensión (SS) permite mejorar la comprensión de los mecanismos de generación de escorrentía y del transporte de SS en sistemas fluviales –como los mediterráneos– con una elevada variabilidad intra- e interanual que comporta una no linealidad en dichas relaciones (Zuecco et al. 2016), básicamente debido a las cambiantes condiciones de humedad en el suelo.

Precisamente, en la relación entre humedad del suelo y el Q, la dirección de los bucles histeréticos refleja dichas condiciones de humedad del suelo ya sean previas o durante el evento. Los bucles horarios se asocian a condiciones secas del suelo, ya que el pico de Q se genera antes que el pico de humedad. Los anti-horarios denotan condiciones húmedas, donde el pico de humedad se genera antes que el pico de Q (Penna et al. 2011). Por otra parte, la dirección de los bucles en la relación Q y SS proporciona información sobre la localización de las fuentes de sedimento, la disponibilidad y agotamiento del sedimento y por lo tanto de la conectividad funcional ladera-cauce (Williams, 1989). Los bucles horarios van asociados a fuentes cercanas de sedimento y los bucles anti-horarios a zonas de contribución más lejanas y a una mayor conectividad de la cuenca. Finalmente, histéresis en forma de ocho, compuesta por una combinación de las histéresis anteriores.

La dinámica espacio-temporal de la generación de escorrentía y del transporte de SS a escala de evento en cuencas mediterráneas se caracteriza por una respuesta no-lineal entre la precipitación, la escorrentía y el transporte de SS. El objetivo de este estudio es evaluar la variabilidad temporal a escala evento del Q y del transporte de SS en una cuenca mediterránea en función de la humedad del suelo.

Área de estudio

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

Es Fangar es una pequeña cuenca (3,4 km^2) de cabecera del Torrent de Sant Miquel (151 km^2), ubicada al noreste de la Serra de Tramuntana, isla de Mallorca (Fig. 1a).

La geología muestra cabalgamientos en litologías duras (calcáreas y dolomías jurásicas) que caracterizan las zonas abruptas; a la vez que estructuras sinclinales en litologías blandas (margas y margocalizas cretácicas) que caracterizan el fondo de valle. Las altitudes oscilan entre los 72 m.s.n.m , donde se ubica la estación de aforo (Fig. 1b), y los 404 m.s.n.m de cabecera; siendo la pendiente media del 26%. La longitud del canal principal es de 3,1 km con una pendiente media del 22%. La red de drenaje es natural en la zona de montaña e intensamente modificada en la zona de valle mediante sistemas tradicionales de drenaje, *ergo* drenajes subsuperficiales y canales superficiales, siendo éstos últimos a su vez constreñidos con muros de piedra. Aplicando el método de Emberger (Guijarro, 1986), el clima se clasifica como mediterráneo templado subhúmedo.

La precipitación media anual es de 926 mm (±23%), pudiéndose acumular hasta 179 mm en 24 h para un período de retorno de 25 años (serie 1964-2017, estación AEMET B696-Biniatró, Fig. 1b). Según *Corine Land Cover* (2012), predominan las masas forestales (63%), los cultivos herbáceos de secano (32%) y el matorral (5%). Debido a la actividad agrícola, el 16% de la cuenca está ocupada por terrazas.

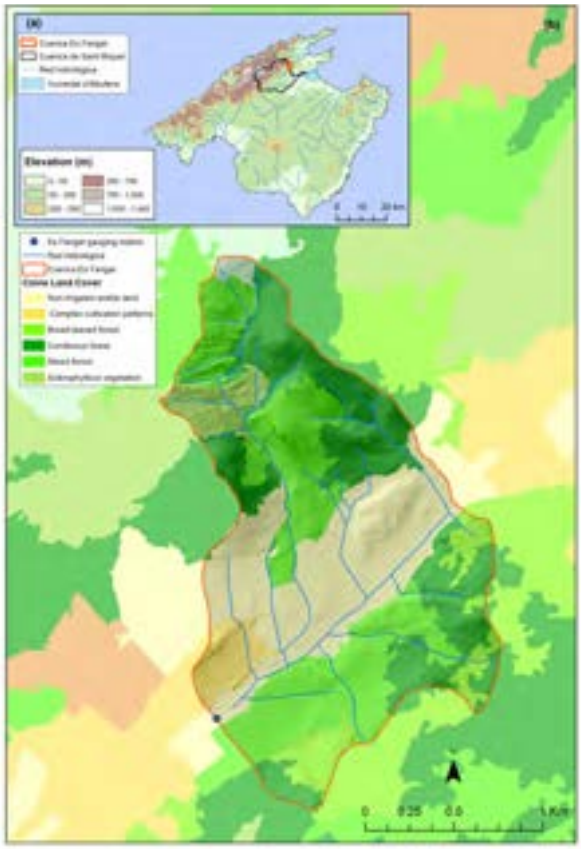


Fig. 1. (a) Localización de la cuenca de Sant Miquel y de Es Fangar en la isla de Mallorca; (b) usos del suelo según Corine Land Cover, red fluvial y localización de estación de aforo de Es Fangar.
Fig.1. (a) Sant Miquel and Es Fangar river's catchments location within Mallorca island; (b) land uses map, fluvial network and location of Es Fangar gauge station.

Métodos

Monitorización hidrológica, humedad del suelo y del transporte de sedimento en suspensión

En la estación de aforo se monitorizan desde diciembre de 2012 en registro continuo los flujos de agua y SS, así como la humedad del suelo superficial. Un acumulador de datos *Campbell Scientific CR200X* registra medias quinceminutales de nivel de lámina de agua, turbidez y humedad del suelo a partir de lecturas minutales recogidas por sonda de presión *Campbell Scientific CS451-L*, turbidímetro *OBS-3+* con doble rango de medida 0-1.000/1.000-4.000 NTU, y reflectómetro *CS650 30 cm* .

Para la obtención del Q se realizaron aforos directos con un medidor de flujo magnético inductivo (*OTT MF pro*) en un rango representativo de nivel de lámina de agua. Para calibrar los valores de turbidez, durante eventos de crecida y en periodos de Q base se recogieron muestras integradas de agua y SS (500 ml) de forma manual. Además, se instaló un muestreador de sifón del tipo modificado de Schick (1967) equipado con 7 botellas separadas cada 12 cm.

En 2014 se instaló un pluviómetro de cazoletas con sensor *HOBO Pendent Event Data Logger –UA-003-64* para la monitorización de la precipitación, situado a un kilómetro lineal de la cabecera de la cuenca, en una zona con unas dinámicas de precipitación muy similares.

Computación y análisis de datos

Se seleccionaron los 13 eventos de crecida

ocurridos durante el año hidrológico 2014-15, en el que se acumularon 1.089 mm de precipitación, considerado casi como año húmedo al superar un 18% la media de la precipitación (923 mm ±23%). Para la obtención del Q se confeccionó una curva de gasto con los aforos realizados (n=17). A partir de las muestras de SS recogidas manualmente (n=7) y por el muestreador de sifón (n=42) se realizó una calibración del turbidímetro ($y= 7 \cdot 10^{-6}x^2 + 0,44x + 2,74$; $R^2= 0,91$). Tras la obtención del Q y de la concentración de SS (CSS) se computaron a escala de evento las siguientes variables: precipitación total, intensidad máxima de precipitación treinta-minutal, intensidad media de la precipitación treinta-minutal, erosividad de la precipitación, humedad del suelo antecedente al evento, pico de la humedad del suelo, número de picos de Q, Q máximo, Q medio, coeficiente de escorrentía, CSS máxima y media y exportación de SS.

La erosividad de la precipitación como fuerza motriz de los procesos de transferencia de sedimento se calculó según las ecuaciones formuladas por Brown y Foster (1987):

$$e = 0,29[1 - 0,72\ exp\ (-0,05i)] \qquad (1)$$

donde e es la energía cinética de 1 mm de precipitación (Mj ha^{-1} mm), i es la intensidad de la precipitación (mm h^{-1}). Además, se determinó la erosividad de la precipitación (R) multiplicando la energía cinética de cada evento con la intensidad máxima de precipitación en treinta minutos (I_{30}) expresando el resultado en MJ mm ha^{-1} h^{-1}.

$$e * I_{30} = R \qquad (2)$$

Los autores establecieron cinco umbrales de erosividad: muy baja (<500 MJ mm ha^{-1} h^{-1}), baja (500-1000 MJ mm ha^{-1} h^{-1}), mediana (1000-3000 MJ mm ha^{-1} h^{-1}), alta (3000-6000 MJ mm ha^{-1} h^{-1}) y muy alta (<6000 MJ mm ha^{-1} h^{-1}).

Se representaron los hidrogramas y sedigramas junto a la humedad del suelo superficial para la observación y comparación de la ocurrencia de los picos de Q, SS y humedad del suelo. Posteriormente se representó gráficamente la relación Q-CSS y Q-humedad del suelo como información complementaria a la representación de los picos de las tres variables y la determinación de la dirección de los bucles histeréticos. Para caracterizar la predominancia histerética de los eventos se realizó la distribución relativa de los tipos de bucles en la relación humedad-Q y Q-CSS. Además, se calculó la aportación relativa de escorrentía y transporte de SS asociado a cada tipo de bucle. De esta manera se pudo analizar la relevancia del tipo predominante de bucle en la generación de escorrentía y del transporte de SS.

Resultados

Durante el año hidrológico 2014-15 la escorrentía anual fue de 136 mm y el transporte de SS de 12,1 t km^2 yr^{-1}. Los resultados muestran como en la relación humedad del suelo-Q (Tabla 1), los bucles anti-horarios fueron predominantes (62%) frente a los bucles horarios (38%). Pese a generarse un mayor número de eventos bajo condiciones húmedas, los eventos con histéresis horarias se caracterizaron por una media y desviación estándar superior en la precipitación total, intensidad máxima treintaminutal, erosividad, Q máximo, Q medio, coeficiente de escorrentía, pico de SS, media de SS y tasa de producción de SS. La estadística de estos parámetros por tanto indica que los eventos generados en condiciones secas mostraron una mayor variabilidad en la respuesta hidrológica y del transporte de SS.

En el comportamiento histerético Q-CSS, la distribución porcentual de los bucles fue 69% horarios, 23% anti-horarios y 8% en forma de ocho (Tabla 1). La predominancia de bucles horarios entrevé que el origen del sedimento es predominantemente en el mismo cauce y con baja disponibilidad. La erosividad media en los eventos con bucle horario (87 MJ ha^{-1} mm^{-1}) fue menor a la de los eventos con bucle anti-horario (116 MJ ha^{-1} mm^{-1}). Los bucles horarios se distribuyeron estacionalmente entre otoño (1), invierno (6) y verano (2). En cambio, los tres eventos con bucle anti-horario y el evento con bucle en forma de ocho se generaron únicamente en las estaciones húmedas; invierno y otoño respectivamente.

Relación	Tipo de bucle		
	Horaria (%)	Anti-horaria (%)	Forma 8 (%)
Humedad - Q	38	62	
Q - CSS	69	23	8
Relación	**Generación de escorrentía**		
	Horaria (%)	**Anti-horaria (%)**	**Forma 8 (%)**
Humedad - Q	67	33	
Q - CSS	77	20	3
Relación	**Aportación SS**		
	Horaria (%)	**Anti-horaria (%)**	**Forma 8 (%)**
Humedad - Q	79	21	
Q - CSS	45	54	1

Tabla 1. Distribución relativa de tipos de bucles histeréticos en la relación humedad-Q y Q-CSS, así como clasificación de bucles histeréticos generación según la generación de escorrentía y aportación de SS.
Tabla 1. Relative distribution of hysteretic loops in the soil moisture-discharge and discharge-SSC relation. Classification of hysteretic loop type in according to runoff generation and SSC.

Sobre el total de la escorrentía anual (136 mm), la mayoría de este volumen se produjo en eventos con bucles horarios tanto en la relación humedad-Q como en la Q-CSS, 67% y 77% respectivamente. En cuanto a la aportación de SS, de las 12,1 t km^2 yr^{-1}, el 79% se exportó en la relación humedad-Q por eventos con bucle horario. En la relación Q-CSS, eventos con bucle horario (9) exportaron el 45% del sedimento anual mientras que eventos con bucle anti-horario (3) exportaron el 55%. Destacó que en un solo evento, caracterizado por condiciones secas y bucle anti-horario Q-CSS, se exportó el 54% anual del SS.

Conclusiones

Se observaron dinámicas distintas en la respuesta hidrológica y del transporte de SS según las condiciones de humedad del suelo. En condiciones húmedas, un mayor número de eventos se generaron con una respuesta hidrológica más homogénea entre eventos. En condiciones secas se dio una mayor variabilidad en la respuesta hidrológica y de SS alcanzándose los picos máximos de Q y de concentración de SS. La mayor proporción de histéresis horarias en la relación Q-SS reflejó una limitada disponibilidad de sedimento en la cuenca. La aplicación de técnicas de determinación del origen del sedimento permitirá un análisis mucho más detallado de las dinámicas de exportación de SS en la cuenca de Es Fangar.

Agradecimientos
Este trabajo se realizó en el marco del proyecto CGL2017-88200-R "Conectividad funcional hidro-sedimentaria en cuencas mediterraneas: escenarios de cambio global" financiado por el MINECO. La contribución de Jérôme Latron fue financiada por el proyecto PCIN-2017-061/AEI, con fondos del MINECO. Josep Fortesa agradece la financiación de la Comunitat Autònoma de les Illes Balears a través del contrato pre-doctoral FPI/2048/2017 y a la ayuda de movilidad concedida MOB_017. Julián García-Comendador tiene contrato pre-doctoral FPU15/05239 del MEC. Aleix Calsamiglia disfruta de contrato pre-doctoral EEBB-I-15-10280 financiada por el MINECO. José Andrés López-Tarazón es contratado post-doctoral "Vicenç Mut" CAIB PD/038/2016, financiado por la Comunitat Autònoma de les Illes Balears. Los datos meteorológicos fueron facilitados por la Agencia Estatal de Meteorología – AEMET.

Bibliografía

Brown, L.C. Foster, G.R. 1987. Storm erosivity using idealized intensity distributions. Transactions of the ASAE-American Society of Agricultural Engineers (USA), 30, 379-386.

Guijarro, J.A. 1986. Contribución a la Bioclimatología de Baleares. Resumen de Tesis Doctoral, Universitat de les Illes Balears, 36 pp.

Penna, F., Tromp-van Meerveld, H.J., Gobbi, A., Borga, M., Dalla Fontana, G. 2011. The influence of soil moisture on threshold runoff generation processes in an alpine headwater catchment. Hydrology and Earth Systems Sciences 15 (3), 689.

Schick, P.A. 1967. Suspended sampler and bedload trap. En: Field methods for the study of slope and fluvial processes. Rev. Geomorphologie Dynamique, 17, 181-182

Williams, G.P.1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. Journal of Hydrology 111 (1-4), 89-106

Zuecco, G., Penna, D., Borga, M., van Meerveld, H.J. A versatile index to characterize hysteresis between hydrological variables at the runoff event timescale. Hydrological Processes 30 (9), 1449-1466.

Disminución de incertidumbres en la determinación del origen del sedimento: diseño experimental sobre el comportamiento conservador de los trazadores

J. García-Comendador [1,2], E. Palacio [3], J. A. López-Tarazón [1,2,4,5], N. Martínez-Carreras [6], A. Calsamiglia [1,2], J. Fortesa [1,2], A. Calvo-Cases [7], L. Ferrer [3], J. Estrany [1,2]

[1] Grup de Recerca en Hidrologia i ecogeomorfologia en ambients mediterranis (MEDhyCON), Departament de Geografia. Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears
2 Instituto de Investigaciones Agroambientales y de Economía del Agua–INAGE, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears
3 Departament de Química, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears
4 Institute of Earth and Environmental Science, University of Potsdam, Potsdam, Alemania
5 Fluvial Dynamics Research Group, Universitat de Lleida, Lleida, Catalunya
6 Department of Environmental Research and Innovation, Catchment and Eco-Hydrology Research Group, Luxembourg Institute of Science and Technology, Belvaux, Luxemburgo
7 Departament de Geografia, Universitat de València, València, País Valencià

DECREASING UNCERTAINTIES IN THE SEDIMENT FINGERPRINTING TECHNIQUE: AN EXPERIMENTAL DESIGN FOCUSED ON THE CONSERVATIVE BEHAVIOUR OF TRACERS: The sediment source fingerprinting technique is based upon the assumption that sediment properties remain stable allowing the comparison between the source material and the target sediment. Nevertheless, geomorphological processes occurred during the mobilization, mixing and delivery throughout the sediment paths from hillslopes to the channels system are often overlooked. An experimental design on the conservative behaviour of different sediment properties is here performed. In a mid-mountainous Mediterranean small catchment (3.4 km^2), rainfall was simulated in March 2018 at plot scale to collect potentially erodible material, and fourteen samples was generated from each land use. The samples will be sieved (<63 μm), introduced in polyamide bags and placed on the bed of the main channel, which is under an intermittent fluvial regime. The samples will be extracted from the channel in different time intervals during the 2018-2019 hydrological year and tracer concentrations will be measured (e.g. radio-isotopic activity). Correction factors will be generated and introduced in the mixing models.

Palabras clave: Sediment fingerprinting, conservación de las propiedades, factores de corrección, dinámicas hidro-sedimentarias.
Key words: Sediment fingerprinting, Sediment properties conservativeness, correction factors, hydro-sedimentary dynamics.

Introducción

La técnica de determinación del origen del sedimento *"sediment fingerprinting"* se basa en la comparación a escala cuenca de drenaje de diferentes parámetros físicos, geoquímicos y/o bioquímicos, llamados trazadores, entre muestras de suelo recogidas en zonas potencialmente erosionables -ergo fuentes- y muestras de sedimento recogidas en el sistema del canal principal (Walling, 2013). De esta manera se puede obtener información a diferentes escalas espaciotemporales sobre la aportación sedimentaria relativa de cada una de las fuentes consideradas en la red de drenaje. Sin embargo, la implementación de esta técnica cuenta con algunas incertidumbres relacionadas con los métodos de muestreo y la variabilidad espacial de las propiedades del material fuente (Du y Walling, 2017), el análisis estadístico (Palazón y Navas, 2017) y la posible alteración de los trazadores durante su trayecto desde la zona fuente hasta el río (Poulenard et al., 2012). Para realizar la comparación, la técnica se basa en la suposición de que determinadas propiedades del sedimento permanecen relativamente estables en su trayecto desde las zonas de erosión a la red fluvial. Sin embargo, los procesos ocurridos durante la movilización y la mezcla a lo largo del trayecto desde las laderas hasta los cauces a menudo se obvian o se desconocen. Se trata, por tanto, de un enfoque *"blackbox"* que puede ser causa de elevadas incertidumbres en los modelos de determinación del origen (Koiter et al. 2013).

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

Durante la transferencia de este sedimento, se generan variaciones inducidas por la precipitación química, diagénesis o adición de nuevos elementos atmosféricos como N, S, Pb^{210}, entre otros. Además, estas transformaciones biofísicas también son destacables en los depósitos de acumulación temporal de sedimento (i.e., lechos fluviales), siendo este un proceso poco explorado en sistemas fluviales en regímenes hidrológicos no perennes. El reconocimiento de estas transformaciones genera la posibilidad de introducir factores de ponderación en los modelos de mezcla, teniendo en cuenta el grado de variación de cada trazador considerado. Por lo tanto, la determinación de este comportamiento en los trazadores es uno de los desafíos más importantes para conseguir reducir las incertidumbres relacionadas con la técnica en una variedad de ambientes fluviales.

Esta comunicación presenta el diseño experimental sobre el comportamiento conservador de algunas propiedades del sedimento en Es Fangar (3,4 km^2; Mallorca), cuenca mediterránea montañosa bajo un régimen fluvial intermitente. Los objetivos principales son (i) observar en condiciones naturales el comportamiento conservador de las principales propiedades del sedimento utilizadas en la determinación del origen del sedimento, en diferentes escalas temporales a lo largo de un año hidrológico completo, (ii) generar factores de corrección a partir de los cambios potenciales en la concentración de los trazadores en base a los resultados obtenidos tras el análisis de las muestras en los diferentes periodos temporales establecidos, e integración de estos en los modelos mixtos de determinación del origen del sedimento y, (iii) aplicar la técnica "sediment fingerprinting" en base a 34 muestras de fuentes potenciales recogidas en la propia cuenca y comparar los resultados en función de aplicar o no los factores de corrección generados a partir del experimento.

Área de estudio

Es Fangar es una pequeña cuenca de drenaje de 3,4 km^2, situada en la en la parte norte de la Serra de Tramuntana (Mallorca; Fig. 1). Presenta una litología compuesta principalmente por margas y margocalizas de Jurásico medio superior y Cretácico en los fondos de valle y calizas masivas y dolomitas de Jurásico inferior y margas y dolomitas del Triásico y (Rhaetiense) en las partes superiores de la cuenca. Cuenta con una pendiente media del 26% y un rango de altitud que se mueve entre los 72 - 404 m.s.n.m. La red fluvial está altamente modificada mediante sistemas de drenaje subsuperficiales y canales artificiales en el fondo del valle, mientras que conserva su carácter natural en las zonas altas. La cuenca se ha caracterizado durante siglos por estar intensamente explotada agrícolamente. Sin embargo, a partir de la segunda mitad del s. XX se ha visto afectada por un abandono gradual de los campos de cultivo, produciéndose procesos de aforestación. Debido a su explotación agrícola, el 16% de la cuenca se encuentra ocupada por terrazas agrícolas. La ocupación actual de los diferentes usos del suelo presentes es agrícola (28%), forestal (40%) y matorral (32%), (Fig. 1C). Según la escala de Emberger, el clima es mediterráneo templado subhúmedo (Guijarro, 1986), precipitación media anual de 926 mm (±23%; serie1964-2017, estación AEMET-B696 Biniatró). La cuenca cuenta con una estación de aforo completa desde el año 2012, donde se monitorizan de manera continua los flujos de agua, sedimento en suspensión, conductividad eléctrica y humedad del suelo superficial.

Métodos

Muestreo

La estrategia de muestreo se ha diseñado discriminando entre los tres usos del suelo principales; i.e. agrícola, forestal y matorral. Durante la primera semana de marzo 2018, se generó precipitación artificial en seis parcelas de 1 m * 2 m (dos para cada uso del suelo; Fig. 1C) con el objetivo de recolectar sólo el material potencialmente erosionable. Estas parcelas fueron aisladas de las áreas adyacentes utilizando placas de metal galvanizado clavadas en el terreno. En el punto de desguace de la parcela, parte inferior según la topografía, se colocó un triángulo de metal construido en forma de embudo. Sus

dimensiones eran de 1 m en la parte que cierra la parcela y 50 cm en cada uno de los dos lados, dispuestos en ángulo obtuso rematado en un canal con una obertura, permitiendo de esta manera la recolección efectiva de la escorrentía y la exportación de sedimentos.

La precipitación se generó utilizando una autobomba forestal con altas capacidades de regulación de intensidad y dispersión del flujo de agua. Para generar una precipitación lo más homogénea posible, la manguera se colocó de manera que el agua dibujara una parábola de *ca*. 45°, con una altura de caída máxima de 3 m.



Fig. 1. (A) Localización de la isla de Mallorca en el Mediterráneo occidental; (B) Localización de la cuenca de Es Fangar en Mallorca; (C) mapa detallado de la cuenca con la ubicación de las parcelas, la estación de aforo aguas abajo, y los usos del suelo (2012). Las imágenes ilustran las parcelas para la simulación de lluvia y una vista aguas arriba de la estación de aforo.
Figure 1. (A) Location of Mallorca island in the Western Mediterranean Sea; (B) Es Fangar catchment location in Mallorca; (C) detailed map of Es Fangar catchment with the location of plots and downstream gauging station, being land uses at 2012 the base map. Pictures illustrate the rainfall experiment at representative sampling sites within the catchment and an upstream view of the gauging station.

Seis pluviómetros acumulativos se colocaron alrededor del perímetro de las parcelas, colocando en una de las esquinas un pluviómetro de cazoleta, controlando así la intensidad y distribución espacial de la lluvia.

Además del muestreo, se caracterizó la respuesta hidro-sedimentaria de las 6 parcelas. Para ello, se generó una precipitación media, en el conjunto de las parcelas, de 75 mm h^{-1} durante una hora, monitorizándose la respuesta hidro-sedimentaria mediante la recogida de muestras de escorrentía y sedimento minutalmente. También se controlaron otros parámetros como la cubierta vegetal, las condiciones antecedentes de precipitación en los siete días anteriores, la conductividad eléctrica, las condiciones previas de humedad del suelo, su densidad aparente y contenido de grava. Además, y debido a la relevancia de la micro-topografía en los procesos geomorfológicos a escala de parcela, se generarán modelos 3D antes y después de la simulación de lluvia en cada parcela utilizando para ello la técnica *Structure-from-Motion photogrammetry* (Fig. 2A). Finalmente se capturaron imágenes termográficas de cada parcela durante cada una de las simulaciones de lluvias en intervalos de 10 minutos (Fig. 2B).

Comportamiento conservador de los trazadores

Con el material fuente recolectado se van a producir catorce muestras de 50 g para cada uno de los usos del suelo considerados. Cada muestra consistirá en una agrupación de 5 sub-muestras de 10 g de sedimento tamizado a un Ø <63 µm. Además, se generarán 21 muestras mezcladas artificialmente para dar



Fig. 2. (A) Construcción de un modelo 3D de la parcela mediante la técnica SfM; (B) Imagen termográfica de una parcela.
Fig. 2. (A) Plot 3D model building by SfM procedures; (B) Agricultural plot thermographic image.



Fig. 3. Diseño experimental del comportamiento conservador de los trazadores en la cuenca de Es Fangar.
Fig. 3. Experimental design of the sediment tracers conservative behaviour at Es Fangar catchment.

robustez a los análisis que se realizarán con posterioridad.

Antes de pasar al paso subsiguiente, se realizará un primer análisis de las propiedades geoquímicas, la distribución del tamaño de partícula, la materia orgánica, espectrometría de color y la actividad de Cs^{137} y Pb^{210}_{ex} para conocer las concentraciones de partida de cada uno de los trazadores nombrados. Tras el análisis inicial, el material se introducirá en bolsas de poliamida con un Ø de malla de 25 µm y se colocarán en el lecho del canal principal de la cuenca de Es Fangar, en un punto representativo del régimen hidrológico intermitente presente en la cuenca, concretamente junto a la estación de aforo, (Fig. 1C).

En este punto y durante un año hidrológico, se irán extrayendo sistemáticamente del canal una muestra de cada tipo de uso del suelo en 14 intervalos de tiempo ya determinados previamente, siendo en días: 7, 15, 30, 60, 90, 120, 150, 180, 210, 240, 270, 300, 330 y 360. Además, 20 muestras mezcladas artificialmente en diferentes proporciones se ubicarán en el punto experimental para dotar de una mayor robustez a los análisis. Transcurrido el período de tiempo especificado, se medirán las propiedades antes descritas observando la magnitud de los posibles cambios potenciales en las concentraciones de los trazadores, pudiéndose generar curvas de regresión a partir de las variaciones observadas, las cuales permitirán la elaboración de factores correctores. Una vez introducidos en los modelos de mezcla de determinación del origen del sedimento, se pretende dotar de una mayor robustez a los análisis de determinación de fuentes del sedimento mediante la utilización de la técnica "sediment fingerprinting".

Agradecimientos
Este trabajo se realizó en el marco del proyecto CGL2017-88200-R "Functional hydrological and sediment connectivity at Mediterranean catchments: global change scenarios" financiado por el MINECO
El primer autor agradece la financiación del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte a través del contrato pre-doctoral FPU15/05239. El equipo quiere agradecer al IBANAT su soporte para la realización del trabajo.

Bibliografía

Du, P y Walling, D.E. 2017. Fingerprinting surficial sediment sources: Exploring some potential problems associated with the spatial variability of source material properties. Journal of Environmental Management 194, 4-15.

Guijarro, J.A. 1986. Contribución a la Bioclimatología de Baleares. (Doctoral Thesis resume summary). Universitat de les Illes Balears.

Koiter, A.J. Owens, P.N. Petticrew, E.L. Lobb, D.A. 2013. The behavioural characteristics of sediment properties and their implications for sediment fingerprinting as an approach for identifying sediment sources in river basins. Earth-Science Reviews 125, 24-42.

Palazón, L. Navas, A. 2017. Variability in source sediment contributions by applying different statistic test for a Pyrenean catchment. Journal of Environmental Management 194, 42-53.

Poulenard, J. Legout, C. Némery, J. Bramorski, J. Navratil, O. Douchin, A. Fanget, B. Perrette, Y. Evard, O. Esteves, M. 2012. Tracing sediment sources during floods using Diffuse Reflectance Infrared Fou-rier Transform Spectrometry (DRIFTS): A case study in a highly erosive mountainous catchment (Southern French Alps). Journal of Hydrology 414-415, 452-462.

Walling, D.E. 2013. The evolution of sediment source fingerprinting investigations in fluvial systems. Journal of Soils and Sediments, 13(10), 1658-1675.

Infiltratión-escorrentía en tecnosuelos experimentales procedentes de residuos industriales y agrícolas

L. Luna[1] y A. Solé-Benet[1]

[1] *Estación Experimental de Zonas Áridas, CSIC, Almería, Andalucía*

INFILTRATION-RUNOFF IN EXPERIMENTAL TECHNOSOLS MADE FROM INDUSTRIAL AND AGRICULTURAL RESIDUES: Technosols are artificial soils made with anthropogenic residues designed as substrates for specific purposes. Their use as restoration or agricultural substrates needs an analysis of leachates, hydrological behavior and viability for vegetation growth. Also their water aggregate stability, infiltration capacity and susceptibility to erosion must be known. The first results about different Technosols made with industrial and agricultural wastes from the province of Almería are presented. On the one hand, Technosols were made with wastes from both the cement industry and construction-demolition, along with compost of plant residues from intensive agriculture. On the other hand, Technosols were made with mineral sludge from mining industries and organic plant residues. CKD (cement kiln dust) and bypass powders are wastes from two different types of cement manufacturing. The excessive alkalinity of the CKD restricted its use to doses under 20% which limit their economic viability. Bypass powders up to doses of 40% showed somewhat promising results, at least until the plant growth phase. The second Technosols, with sludge doses up to 70% and composted plant residues of 10% to 15%, have achieved acceptable values of aggregate stability, tests of germination, positive plant growth, and good infiltration capabilities.

Palabras clave: estabilidad de agregados, lluvia simulada, restauración de suelos, laboratorio, pruebas de germinación.
Key words: aggregate stability, rainfall simulation, soil restoration, laboratory, germination test.

Introducción

En la sociedad actual, el paisaje y los suelos están siendo continuamente alterados por las actividades humanas, como la agricultura, la industria, las infraestructuras lineales y la minería (Callaham et al., 2008; Luna et al., 2016). Especialmente en las zonas áridas y semiáridas, los procesos de degradación pueden ir en aumento y alcanzar procesos más complejos que pueden hacerse irreversibles, como la desertificación, si no se actúa para recuperar la funcionalidad de los ecosistemas (Bainbridge, 2012).

Los suelos o substratos creados o construidos en terrenos degradados son considerados por los especialistas en Clasificación de Suelos como un nuevo grupo denominado Tecnosuelos (Porta et al., 2014). Son suelos elaborados a base de mezclas de diferentes residuos no peligrosos y subproductos industriales y mineros.

Por otra parte, la creciente generación de residuos de la sociedad actual es un problema que exige una solución inmediata (Liu et al., 2015). Se trata pues de considerar a los residuos que generamos como un recurso formado por constituyentes de nuestra propia actividad, y asumir nuestra responsabilidad sobre los mismos. Por ello, la incorporación de residuos a los substratos de restauración se ha contemplado como una solución para reciclar estos materiales y a la vez mejorar las condiciones edáficas que faciliten el desarrollo de la vegetación.

Este trabajo tiene como objetivo recoger los resultados preliminares de cuatro ensayos que utilizan diferentes materiales (residuos industriales y agrícolas, además de otros materiales) para elaborar Tecnosuelos utilizados en restauraciones de suelos degradados. Asimismo, se presentan los resultados de análisis físico-químicos, junto al estudio del comportamiento hidrológico y pruebas de geminación.

Materiales y métodos

Preparación de los Tecnosuelos

En pruebas previas de laboratorio se determinó que la mejor manera de mezclar los componentes hasta conseguir agregados de tamaño y consistencia similar a la de un suelo natural o agrícola era con un contenido de humedad total del 20%. La mejor manera de incorporar este contenido de agua a las mezclas fue mediante pulverización. Asimismo, se comprobó que para mezclar

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

todos los ingredientes había que evitar los métodos mecánicos rotativos (p.e., agitador de laboratorio, hormigonera, etc.) y usar bandejas planas (laboratorio) o espuertas (para pruebas de campo).

Ensayos

En cada uno de los ensayos que se presentan se utilizaron componentes orgánicos e inorgánicos que en su mayoría procedían de residuos industriales y agrícolas. Y en cada ensayo se realizaron diferentes combinaciones con proporciones diversas de cada componente.

Ensayo Nº 1. Componentes: CKD (*cement kiln dust*–60-20%), lodos de industria farmacéutica (20-0%), escombros de construcción-demolición (ECD) (62,5-20%) y compost de restos vegetales (20-0%).

Ensayo Nº 2. Componentes: Polvos de Bypass de la industria cementera (60-10%), lodos de industria farmacéutica (20-0%), ECD (65-15%) y compost de restos vegetales (50-0%).

Ensayo Nº 3. Componentes: Lodo de la industria de piedra artificial (60-40%), ECD (45-10%), compost de restos vegetales (25-10%) y bentonita (5%).

Ensayo Nº4. Componentes: Lodo de la industria de piedra artificial con resina polimerizada (70-55%), lodo de la industria de piedra artificial sin resina (12-2%), fragmentos de piedra artificial a modo de ECD con diámetro ~ 2 cm (20-5%), compost de restos vegetales (20-5%) y bentonita (3%).

Análisis

Los análisis de las propiedades químicas principales en el suelo se llevaron a cabo siguiendo protocolos estandarizados. La estabilidad de los agregados al agua se evaluó con el método de Emerson (test de dispersión) modificado por Cerdá (2000) evaluándose los agregados sumergidos en agua a los 5 minutos, las 2 horas y las 24 horas.

La permeabilidad se analizó mediante permeámetros de carga aproximadamente constante, habiéndose determinado tanto en condiciones iniciales secas como en húmedo (a las 24 horas desde el inicio del ensayo). A 500 g de muestra de cada substrato se aplicaron 340 mL de agua destilada cuando el substrato estaba seco y 150 mL en húmedo, calculándose la permeabilidad al agua o conductividad hidráulica como la diferencia entre el volumen de agua aportada y el volumen de agua percolada en función del tiempo. Los lixiviados que se generaron en el ensayo de percolación se analizaron para conocer su pH y su conductividad eléctrica, y así poder descartar aquellos materiales con pH extremos y/o elevado contenido de sales.

Para determinar el comportamiento hidrológico y la erodibilidad, se llevaron a cabo simulaciones de lluvia con una intensidad de 40 mm/h, que corresponden a un periodo de retorno de 5 años en el SE de la península Ibérica.

La lluvia simulada tuvo una duración de 1 hora y el agua de escorrentía se recogió y midió a diferentes intervalos para conocer el volumen de escorrentía y la cantidad de sedimentos arrastrados (esto último por filtración y decantación).

Por otro lado, se estableció un diseño experimental para estudiar la toxicidad de los nuevos substratos elaborados. Los distintos tratamientos de Tecnosuelos se colocaron en macetas con 10 semillas trigo (*Triticum aestivum*) y 10 semillas de maíz (*Zea mays*) cada una, con 3 réplicas por cada uno de los 12 tratamientos. Las macetas se regaron 2 veces por semana y se anotaron el número de semillas que germinaron durante las primeras cuatro semanas.

1. Resultados y discusión

En el Ensayo Nº1 no se consiguió ningún grado de agregación que permitiera la circulación fácil de agua en el suelo, ya que los escombros no estaban tamizados y contenían un elevado porcentaje de partículas inferiores a 2 mm con componentes mayoritarios entre 100 y 20 µm (arena fina y limo grueso) que aumentaron la cantidad total de limos, ya de por si elevada por el CKD.

En la Fig. 1, relativa al Ensayo Nº 2, pueden verse los elevados pH y CE del primer lixiviado que indican una fuerte alcalinidad y salinidad respectivamente. En el segundo lixiviado (2º riego) la CE disminuye ligeramente. Es de destacar que los valores de conductividad eléctrica fueron proporcionales al contenido

de polvos de bypass por lo que es un dato importante para tener en cuenta
en futuros trabajos.

El ensayo Nº 3 mostró que, en general, al disminuir el porcentaje en lodo y escombros aumentó la estabilidad de los agregados en el agua ya que disminuyó el índice de dispersión. El compost tuvo el efecto contrario: al aumentar su proporción en las mezclas aumentó la estabilidad de los nuevos agregados formados.

En el ensayo Nº4 se pudo observar que las proporciones de los componentes influyeron en la permeabilidad de los Tecnosuelos tanto en condiciones secas como húmedas (Figs. 3 y 4).

En condiciones húmedas se acentuaron las diferencias. Un contenido en fragmentos de roca artificial del 20%, contrariamente a lo esperado, ralentizó la percolación de agua sobre todo en condiciones húmedas (Fig. 4). Al mismo tiempo, se observó que los Tecnosuelos

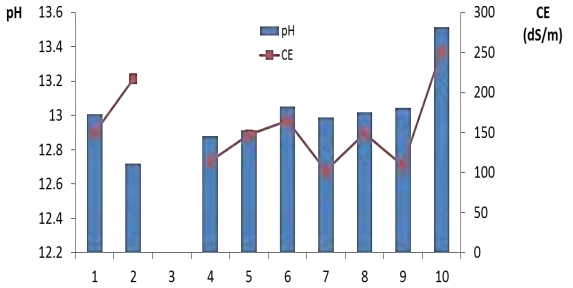


Fig. 1. *Ensayo Nº2*: pH y conductividad eléctrica (CE) de los lixiviados. Los números en el eje de abscisas corresponden a combinaciones con diferentes proporciones de componentes.
Fig. 1. Assay Nº2: pH and electrical conductivity of leacheates. The numbers presented on X-axis correspond to combinations with different proportions of components.

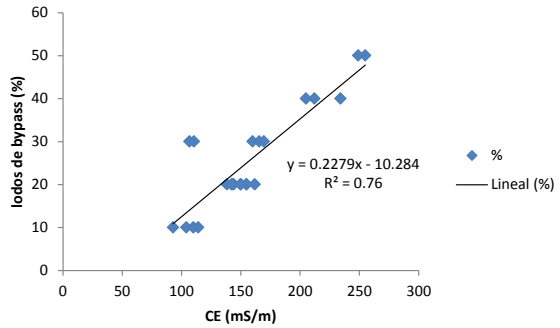


Fig. 2. *Ensayo Nº2*: Relación entre la proporción de polvos de bypass en los tecnosuelos y su CE.
Fig. 2. Assay Nº2: Relation between bypass dusts and CE (electrical conductivity).

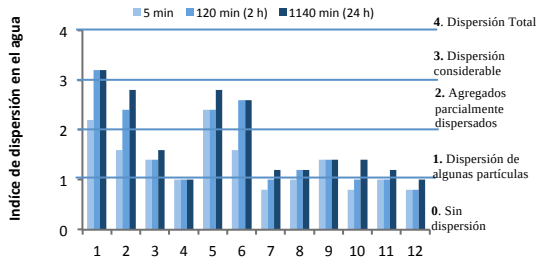


Fig. 3. *Ensayo Nº3*: Test de estabilidad de los agregados al agua (Test de Emerson) en las mezclas. Los números en el eje de abscisas corresponden a combinaciones con diferentes proporciones de componentes.
Fig. 3. Assay Nº3: Aggregate stability test (according Emerson) in mixtures. The numbers presented on X-axis correspond to combinations with different proportions of components.

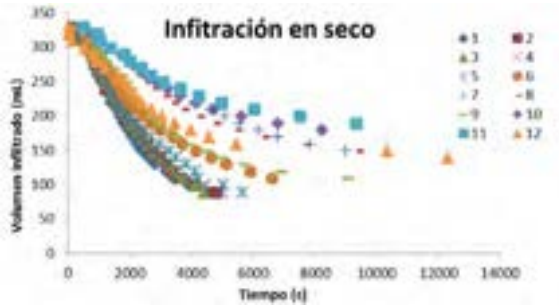


Fig 4. *Ensayo Nº4*: Volumen infiltrado y tiempo transcurrido en condiciones secas. Los números de la leyenda corresponden a combinaciones con diferentes proporciones de componentes.
Fig. 4. Assay Nº4: Water infiltration and elapsed time under dry conditions. The numbers presented on the legend correspond to combinations with different proportions of components.

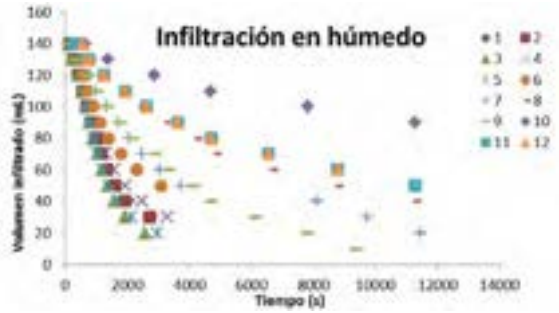


Fig 5. *Ensayo Nº4*: Volumen infiltrado y tiempo transcurrido en condiciones húmedas. Los números de la leyenda corresponden a combinaciones con diferentes proporciones de componentes.
Fig. 5. Assay Nº4: Water infiltration and elapsed time under wet conditions. The numbers presented on the legend correspond to combinations with different proportions of components.

con mayor porcentaje de lodos de la industrial de piedra artificial (65 y 70%) mostraron la permeabilidad más alta.

Las simulaciones de lluvia en el Ensayo Nº4 permitieron determinar la poca diferencia tanto en escorrentía como en sedimentos generados entre los tres tratamientos analizados; coeficientes de escorrentía entre

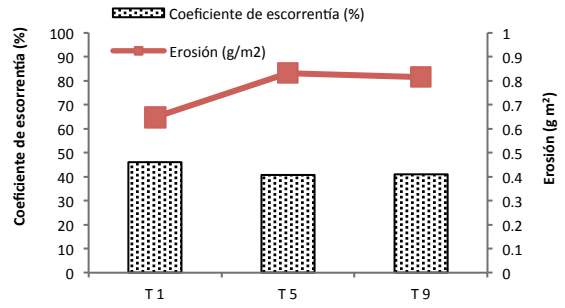


Fig 6. *Ensayo Nº4*: Coeficientes de escorrentía y erosión obtenidos en las simulaciones de lluvia para tres tratamientos analizados.
Fig. 6. Assay Nº4: Runoff coefficients and soil erosion measured during rainfall simulations for the three treatments analyzed.

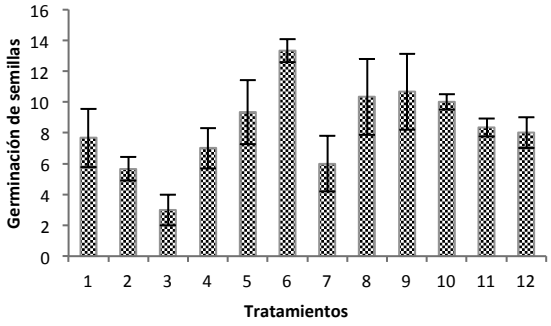


Fig 7. *Ensayo Nº4*: Germinación de semillas por tratamiento en el bioensayo de toxicidad. Los números en el eje de abscisas corresponden a combinaciones con diferentes proporciones de componentes.
Fig. 7. Assay Nº4: Seed germination by treatment in the toxicity bioassay. The numbers presented on X-axis correspond to combinations with different proportions of components.

40% y 50% y una producción de sedimentos entre 0,7 y 0,8 g m^{-2} que indican un muy bajo riesgo de erosión.

Hay una gran variabilidad en el número de semillas germinadas en el bioensayo de toxicidad (Fig. 7), atribuible a algún componente de los tratamientos o a la variabilidad de las propias semillas. En todos los tratamientos hubo germinación de semillas, lo que indica que no se dieron condiciones de toxicidad para inhibir la germinación y el establecimiento de la vegetación.

Conclusiones

Los ensayos llevados a cabo permiten concluir que la fabricación de Tecnosuelos con residuos de la industria cementera no admite dosis elevadas para su uso en restauración y/o agricultura debido a su elevada alcalinidad y salinidad, lo que requeriría de una elevada cantidad de agua para su lavado. Sin embargo, los Tecnosuelos fabricados con residuos de la industria de piedra artificial, permiten dosis elevadas junto a dosis moderadas de residuos orgánicos y dosis mínimas de bentonita. Los ensayos realizados indican su adecuación para restaurar suelos degradados como los de canteras, áreas forestales, taludes, etc., sirviendo de soporte de vegetación autóctona y también en agricultura.

Agradecimientos

Los autores agradecen la colaboración de la Fábrica de cemento de Gádor (Almería) y de Reciclados Almerienses 2005 SL.

Bibliografía

Bainbridge, D.A., 2012. Restoration of arid and semi-arid lands. in: van Andel J. and Aronson, J. (Eds.), Restoration Ecology: The New Frontier. Blackwell, pp. 115-129.

Callaham, M.A., Rhoades, C.C., Heneghan, L., 2008. A striking profile: soil ecological knowledge in restoration management and science. Restoration Ecology 16, 604–607.

Cerdà, A., 2000. Aggregate stability against water forces under different climates on agriculture land and scrubland in southern Bolivia. Soil Tillage Research 57, 159–166.

Porta, J., López-Acevedo, M., Poch, R.M., 2014. Edafología: uso y protección de suelos, 3ª eds. Mundi-prensa. Madrid.

Liu, A., Ren, F., Lin, W.Y., Wang, J.Y., 2015. A review of municipal solid waste environmental standards with a focus on incinerator residues. International Journal of Sustainable Built Environment 4, 165–188.

Luna, L., Miralles, I., Andrenelli, M. C., Gispert, M., Pellegrini, S., Vignozzi, N., Solé-Benet, A. 2016. Restoration techniques affect soil organic carbon, glomalin and aggregate stability in degraded soils of a semiarid Mediterranean region. Catena 143, 256–264.

Cambios hidromorfológicos en un área de montaña afectada por el fuego en el sur de España

J.F. Martínez-Murillo [1,2]

[1] *Instituto de Geomorfología y Suelos IGS-UMA, Universidad de Málaga, Málaga*
[2] *Departamento de Geografía, Universidad de Málaga, Málaga*

HYDROGEOMORPHIC CHANGES IN A BURNED MOUNTAINOUS AREA IN SOUTHERN SPAIN: This study deals with the analysis of hydro-geomorphic changes in a forest and mountainous area burned in 2014. The erosive morphologies were inventoried and mapped by means of field surveys and orto-photos comparing pre and post-fire conditions; fire severity was also assessed by remote sensing techniques. The results indicated an increment in interrill erosion but, especially, in rill and gully erosion due to the techniques of removing burned trees. In addition, alluvial fans and huge deposits in check-dams evidenced the increment in the erosion magnitude.

Palabras clave: erosión hídrica, morfometría, incendios, manejo postincendio, mediterráneo.
Key words: water erosion, morphometry, wildfire, postfire management, Mediterranean.

Introducción

Los incendios forestales son uno de los principales riesgos naturales a los que está sometida la montaña mediterránea. Estos provocan la pérdida de gran parte de la cubierta vegetal, dejando desnudos los suelos, lo que puede producir un cambio brusco en las condiciones geomorfológicas del área quemada, de modo que el fuego puede considerarse uno de los principales agentes geomorfológicos del relieve (Cerdà y Mataix-Solera, 2009). En ecosistemas quemados mediterráneos, los procesos de erosión en regueros y cárcavas no son tan frecuentes comparados con otros (Robichaud, 2000). Ello es debido al gran volumen de fragmentos de rocas sobre el suelo y en su perfil, dado que suelen ser suelos con procesos de degradación más o menos intensos (Shakesby, 2011). Sin embargo, esto puede cambiar debido a una gestión inadecuada post-incendio, especialmente, cuando la madera quemada se retira mediante medios mecánicos agresivos o se abren nuevos carriles, lo cual puede favorecer la erosión y pérdida de suelo en forma de procesos de erosión variados (Wagenbrenner et al., 2016). En consecuencia, tras el fuego, el terreno desprovisto de cubierta vegetal y gestionado sin tener en cuenta determinados procesos geomorfológicos, puede modificar en las cuencas afectadas los procesos hidro-morfológicos mediante cambios en la red de drenaje, así como en la magnitud y frecuencia de los procesos que en ella concurren. En consecuencia, este trabajo tiene por objetivo la caracterización y análisis de los cambios hidro-morfológicos ocurridos en un área de montaña mediterránea afectada por un incendio forestal.

Área de estudio

El área de estudio se localiza en el término municipal de Cómpeta (sur de España; N: 4.076.951,4; E: 413.361,5). En concreto, se trata de un sector de Sierra Almijara, afectado por un incendio el 27 de junio de 2014, muy cercano a dicha localidad, con un total de 240 ha. Los rasgos geográficos del área quemada son: topografía montañosa (735-1.105 m.s.n.m.), sustrato geológico de mármoles, clima mediterráneo, y uso forestal (bosques de Pinus pinaster y matorral mediterráneo). Desde el punto de vista geomorfológico, antes del incendio, las laderas mostraban una morfología propia de los mármoles: elevada longitud (50-100 m) y pendiente (>30%), con barrancos rectilíneos, torrenteras y escasos sedimentos a lo largo de los cauces, y cimas con pequeños afloramientos rocosos.

En el área quemada se llevaron a cabo trabajos forestales post-incendio. Estos tuvieron dos objetivos: la saca de la madera quemada y la construcción de diques para contención de sedimentos. La saca se realizó de manera mecánica mediante arrastre por cable ladera arriba.

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.



Fig. 1. Vista general del área quemada antes (arriba) y después de los trabajos forestales post-incendio (abajo).
Fig. 1. General view of the burned area before (top) and after the post-fire management (bottom).

Los diques construidos fueron de dos tipos: la mayoría aprovechando parte de la madera quemada en cabeceras de pequeñas dimensiones, y 8 con escolleras, hormigón y redes de sujeción en los cauces de mayor anchura y con mayor capacidad de desagüe.

Metodología

En primer lugar, se procedió al análisis espacial de la severidad. Esta propiedad del fuego es clave para comprender la respuesta post-incendio del sistema ecogeomorfológico. Esto se llevó a cabo por medio de técnicas de análisis de imágenes de satélite. Se emplearon dos imágenes Landsat 8 OLI, descargadas del servidor del US Geological Survey: Global Visualization Viewer (http://glovis.usgs.gov/) para la situación pre-incendio (path: 201; raw: 34; 18/06/2014) y post-incendio (path: 201; raw: 34; 04/07/2014). La severidad se evaluó mediante el índice de quemado normalizado (NBR) usando las bandas 4 y 6 de Landsat: NBR = (NIR-SWIR)/(NIR+SWIR), calculado para las situaciones pre y post-incendio. A continuación, se procedió a calcular el índice escalado de severidad (dNBR): dNBR = NBRpre-NBRpost.

A continuación, la zona quemada fue dividida en 6 cuencas. Mediante la foto-interpretación de imágenes de alta resolución alojadas en Google Earth y un MDT de 5x5 m de resolución, se cartografió antes y después del incendio la red de drenaje, considerando los cauces principales de los barrancos, regueros y cárcavas en laderas, y áreas fuente de sedimentos. Esta fotointerpretación fue validada y completada mediante trabajo de campo posteriormente. A partir de la red de drenaje pre y post-incendio, esta se analizó mediante el cálculo de diferentes índices morfométricos: orden de la red de drenaje, sinuosidad, elongación, número teórico de cauces y bifurcación. Una vez obtenidos todos estos parámetros, se compararon los cambios hidro-morfométricos de la situación post-incendio respecto al pre-incendio.

Resultados y discusión

Severidad del fuego

La Fig. 2 ofrece la variabilidad especial de la severidad del fuego en la zona quemada. La severidad obtenida cubre todos los rangos de severidad (no quemado, bajo, bajo-moderado, moderado-alto, y extremo) de a acuerdo al USGS (2007). Más del 50% de la zona quemada presentaba una severidad baja a baja-moderada, mientras que solo el 10% a alta o extrema. Esta severidad alta se obtuvo



Fig. 2. Cartografía de la severidad del fuego.
Fig. 2. Mapping of the fire severity.

en aquellos píxeles caracterizados por una muy alta cubierta vegetal en la situación pre-fuego.

Cambios morfométricos en la red de drenaje

La Fig. 3 muestra la cartografía de las redes de drenaje pre y post-fuego. No solo aparecen nuevos canales a lo largo de las laderas, sino también aprovechando los nuevos carriles abiertos para los trabajos post-incendio. Claramente, puede observarse el importante incremento en número de canales, de orden 1, tras la eliminación de la cubierta vegetal. Gran parte de estos nuevos canales, en forma de regueros y cárcavas, se formaron durante las primeras lluvias otoñales tras el incendio, especialmente, en un evento de precipitación estimada en unos 60 mm en 24 h. La Tabla 1 recoge los resultados del cálculo de los índices morfométricos evaluados. De este modo, se pasa de un total de 104 cauces a 251 tras el incendio. Todas menos una de todas las cuencas delimitadas aumentó su número orden. La relación de sinuosidad no varió, definiendo canales de tipo rectilíneo en todo caso, indicando lo mismo la relación de elongación al ser cabeceras de cuenca en casi todos los casos.

Morfologías erosivas y sedimentarias post-incendio

La zona quemada antes del incendio evidenciaba la presencia de ciertas torrenteras muy localizadas, que eran una fuente clara de sedimentos, si bien, en más del 90% de su superficie, las condiciones eco-geomorfológicas hacían predominar la infiltración del agua de lluvia y la escasa magnitud de los procesos de erosión hídrica. Tras la eliminación de la cubierta vegetal por el fuego y la desaparición de las cenizas, el suelo quedó desnudo. Este suelo esquelético, de textura con tendencia arenosa, elevado contenido en gravas y muy escaso espesor por la elevada pendiente, fue ampliamente erosionado por la escorrentía laminar, que dejó lavadas amplios sectores de laderas. Los cambios morfométricos, en especial el incremento en el número de cauces, se resolvió mediante la generación de numerosos regueros y, en menor medida, de cárcavas (Fig. 4). Gran parte de los regueros se generaron aprovechando las marcas dejadas por la saca de madera mediante arrastre, de modo que el manejo post-incendio realizado, al ser más bien invasivo, favorecido por la fuerte pendiente, influyó notablemente. Cuando la pendiente era algo menor, con suelos algo más profundos, y áreas de drenaje mayores, se formaron cárcavas de anchura métrica.

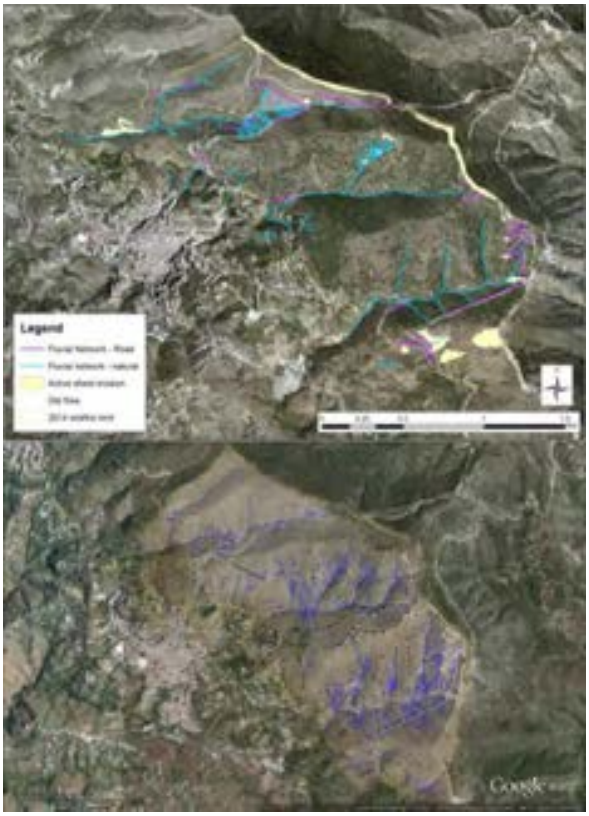


Fig. 3. Cartografía de la red de drenaje pre-incendio (arriba) y detalle de la orto-fotointerpretación de la red post-incendio (abajo).
Fig. 3. Mapping of pre-fire channel network (top) and detail of the orto-photo interpretation of post-fire channel network (bottom).

Pre-fuego	**C1**	**C2**	**C3**	**C4**	**C5**	**C6**
Orden	3	1	3	3	2	3
Sinuosidad	1,11	1,10	1,11	1,21	1,03	1,03
Elongación	0,5	0,41	0,81	0,82	0,72	0,8
Bifuración	6	6,5	16	4,75	4,38	3
Nº Cauces	7	49,8	17	28,3	24,5	13
Post-fuego						
Orden	4	2	5	3	3	3
Sinuosidad	1,13	1,06	1,16	1,22	1,05	1,04
Elongación	0,48	0,37	0,73	0,73	0,72	0,89
Bifuración	4,5	3,2	6,5	4,5	8,3	3,75
Nº Cauces	25,8	152	50	117	77	18,8

Tabla 1. Cambios en la morfometría de la red de drenaje.
Tabla 1. Changes in the morphometry channel network.



Fig. 4. Morfologías erosivas y sedimentarias post-incendio: regueros (a), cárcava (b), cono de derrubios (c), sedimentación en dique (d).
Fig. 4. Post-fire erosive and sediment morphologies: rills (a), gully (b), alluvial fan (c), sediments filling check-dam (d)

Los diques construidos a lo largo de las diferentes cuencas actuaron correctamente reteniendo los sedimentos arrastrados por la escorrentía, especialmente, la generada durante los aguaceros del otoño siguiente al incendio. En este periodo, se colmataron total o parcialmente todos aquellos construidos con troncos (por término medio, de 2 m de anchura por 1 m de altura) y 6 de obra (por término medio, de 6m de anchura por 2 m de altura); otros dos diques (los de mayores dimensiones: 18x2 y 22x2 m) quedaron parcialmente rellenados. En los primeros, abundaban materiales de heterometría muy variable, mientras que en los de obra, y especialmente, en los semi-colmatados, los materiales finos, aunque con algunos cantos rodados centimétricos. Otra morfología que se desarrolló fueron los conos de deyección al pie de barrancos y/o laderas cortadas por carriles.

En general, estos cambios en hidro-morfológicos y morfométricos están relacionadas con la eliminación de la cubierta vegetal por el fuego y las características del suelo tan pobre. Sin embargo, los trabajos de manejo del área quemada, en especial, el modo de saca de madera, así como la construcción de varios cientos de metros de nuevos carriles para sacar dicha madera, favoreció enormemente la formación de nuevos canales en forma de regueros y cárcavas, el desalojo de sedimentos desde las laderas a los canales de primer orden, y su posterior sedimentación en los diques construidos en los canales principales. Todo ello evidencia un incremento en la conectividad hidrológica y sedimentaria en las cuencas del área quemada, como pusieron en evidencia Martínez-Murillo y López-Vicente (2018), en un trabajo sobre los cambios en dicha conectividad realizado en la misma área de estudio. No se observó una relación espacial clara entre la formación de las formas erosivas y la severidad del fuego, parámetro que a priori se relaciona con la degradación del suelo.

Conclusiones

El fuego, al eliminar la cubierta vegetal, posibilitó el incremento de los procesos de erosión hídrica de unos suelos ya esqueléticos, favorecidos por las fuertes pendientes del relieve. Sin embargo, fueron las técnicas de manejo forestal post-incendio los que hicieron incrementar la magnitud de dichos procesos erosivos, originando nuevas morfologías erosivas y sedimentarias, con cambios en la red de drenaje. No obstante, la construcción de diques sí que resultó ser exitosa en su objetivo de reducir la capacidad de arrastre de las aguas de escorrentía y, por tanto, del riesgo de avenidas aguas abajo del área quemada.

Bibliografía

Cerdà, A, Mataix-Solera, J. 2009. Efectos de los incendios forestales sobre los suelos en España. El estado de la cuestión visto por los científicos españoles. Universitat de València, Valencia.

Martínez-Murillo, J.F., López-Vicente, M. 2018. Effect of salvage logging and check dams on simulated hydrological connectivity in a burned area. Land Degradation & Development, 29, 701-712.

Robichaud, P.R. 2000. Fire effects on infiltration rates after prescribed fire in northern Rocky Mountain forests, USA. Journal of Hydrology, 231-232, 220–229.

Shakesby, R.A. 2011. Post-wildfire soil erosion in the Mediterranean: review and future research directions. Earth-Science Reviews, 105, 71–100.

USGS. 2007. Burn severity overview applied remote sensing principles [online]. Available http://burnseverity.cr.usgs.gov/overview/nbr/index.php Accessed 06.07.2016.

Wagenbrenner, J.W., Robichaud, P.T., Brown, R.E. 2016. Rill erosion in burned and salvage logged western montane forests: effects of logging equipment type, traffic level, and slash treatment. Journal of Hydrology, 541, 889–901.

Estudio cronológico de crecidas históricas en la Rambla de la Viuda, Castellón, mediante luminiscencia ópticamente estimulada (OSL)

A. Medialdea[1], M. J. Machado[2], Y. Sánchez-Moya[3], A. Sopeña[3] y G. Benito[2]

[1] *Geography Institute, University of Cologne, Cologne, Germany*
[2] *Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, Madrid*
[3] *Instituto de Geociencias-CSIC-UCM, Madrid, Madrid*

GEOCHRONOLOGICAL STUDY OF HISTORICAL FLOODS IN RAMBLA DE LA VIUDA, CASTELLON, USING OPTICALLY STIMULATED LUMINESCENCE (OSL): Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating is one of the most useful techniques in the study of sedimentary and geomorphological records with special potential in the range of historical ages. OSL has been applied on sediments deposited during extreme floods in Rambla de la Viuda (Castellón). The study focuses on four stratigraphic sequences where 30 flood events were identified. Different statistical models have been applied in order to overcome the problem of incomplete bleaching and provide the true burial age. The results provide a good chronological record of recent floods, improving significantly the accuracy of the radiocarbon ages for these units. This newly established record, in agreement with historical data and with the stratigraphy, shows the great potential of OSL in the dating of historical flood deposits despite the complexity of their luminescence response.

Palabras clave: Paleocrecidas, crecidas históricas, OSL, datación, eventos extremos
Key words: Palaeofloods, historical floods, OSL, dating, extreme events

Introducción

El uso de técnicas de datación absolutas para establecer un registro cronológico preciso es una herramienta clave en el estudio de los registros sedimentarios de paleoinundaciones. En el caso de técnicas de datación ampliamente usadas como el radiocarbono, las dataciones correspondientes al periodo AD 1650-1950 sufren de imprecisión debido al aumento de carbón en el ambiente por actividades humanas, y por la introducción de cantidades variables de ^{14}C en la atmosfera durante la revolución industrial. La datación por luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) se ha convertido en una de las técnicas más útiles gracias al rango de edad aplicable, desde el millón de años hasta el presente. En este trabajo, se ha aplicado la datación por OSL al estudio de registros sedimentarios de inundaciones en unos perfiles donde las dataciones por radiocarbono habían mostrado una alta imprecisión. La estimación de la edad de los niveles sedimentarios utilizando OSL se puede ver comprometida por la presencia de blanqueamiento parcial (insuficiente exposición a la luz solar durante su transporte). En cuencas fluviales pequeñas (100-500 km^2) el tiempo de transporte del sedimento es bajo, lo que reduce su exposición a la luz. Para este trabajo se han modificado los procedimientos estándar empleados en OSL con el fin de identificar la población de granos minerales bien blanqueados dentro de cada nivel y estimar así el momento real en que el sedimento quedó enterrado. El objetivo de este trabajo es establecer un registro cronológico preciso para varias secuencias de depósitos de crecidas del río Montlleó y demostrar el potencial de la OSL para la datación de este tipo de eventos históricos.

Zona de estudio

La zona de estudio se localiza en el río Montlleó, afluente a la Rambla de la Viuda (Castellón)(Fig. 1). El río Montlleó presenta una cuenca de 657 km^2, con cabecera en la Cordillera Ibérica de Teruel a 1600 m de altitud. El clima es Mediterráneo típico con una precipitación media anual de 500-650 mm. Las crecidas de mayor magnitud se producen en los meses de otoño relacionadas con células. El tramo con depósitos de paleocrecidas se localiza a 4 km del municipio de Els Ibarsos, en un tramo de 500 m donde se concentran tres afloramientos (B1, B2 y ML).

Metodología

La tasa de dosis anual se ha calculado para

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

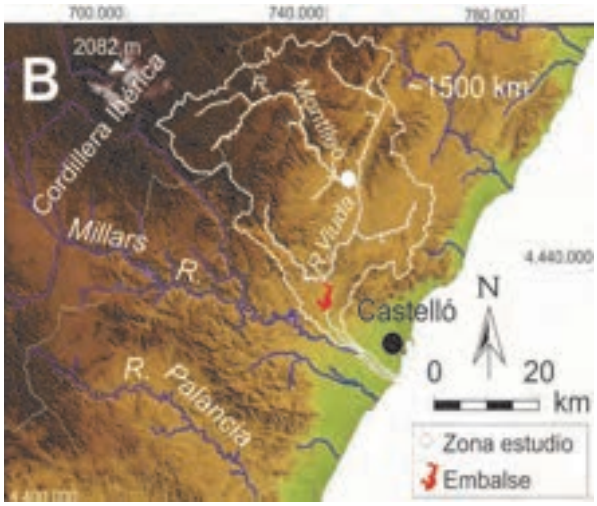


Fig. 1 Mapa de localización.
Fig. 1. Site location.

cada uno de los niveles a partir de 200 g de muestra utilizando espectrometría gamma de alta resolución. La radiación derivada de las concentraciones de U, Th y K medidas y la contribución de la radiación cósmica se han corregido teniendo en cuenta la atenuación debida a la humedad del entorno. Los valores finales se han calculado utilizando DRAC v1.2 (Durcan et al., 2015). Las muestras se han tratado químicamente para aislar la fracción de cuarzo de tamaño 180-250 μm. Para el cálculo de la dosis equivalente se han medido 40-60 alícuotas de 2 mm (~20 granos por alícuota) de cada una de las muestras. Se ha empleado el protocolo SAR (single-aliquot regenerative-dose, Murray and Wintle, 2000) para medir la respuesta luminiscente a estimulación azul (480 nm). En las medidas se ha incluido un paso con estimulación infrarroja para detectar la presencia de feldespato que comprometería la fiabilidad de la señal detectada.

Se ha medido una submuestra del nivel MLIZQ-19, previamente blanqueado de forma artificial, sobre la que se ha administrado una dosis de radiación conocida. Se asume que los granos que han sufrido un blanqueamiento completo en la naturaleza y, por tanto, portan la información del momento de enterramiento real, tienen un comportamiento similar al observado en este experimento. Se utiliza esta información como base para la aplicación del modelo de edad mínima IEU (Thomsen et al., 2005), descartando la población de dosis más probable de estar afectada por blanqueamiento parcial.

Resultados y discusión

Estratigrafía

Los depósitos aparecen en un tramo de expansión del valle, en cuyo margen derecho se deposita una terraza de gravas antigua. Sobre esta terraza se han depositado arenas de inundación, y en superficie se puede observar la morfología de cauces de alta energía. En estos depósitos de inundación se han descrito los perfiles B1 y B2 separados unos 40 m. B2 tiene un espesor de 1,1 m y está formado por al menos 5 eventos, mientras que B1 tiene 0,8 m de espesor y contiene 4 niveles de crecida. Los niveles inferiores presentan estructuras de alta energía, mientras que los 3 niveles superiores están formados por arenas medias y finas con estructuras de corriente indicando flujo aguas arriba característico de los depósitos de remanso (Slackwater deposits).

En la margen izquierda del valle se localiza una alcoba rocosa de 14 m de anchura y 10 m de altura, excavada en conglomerados Pleistocenos, que expone un relleno de 5-6 m con sedimentos de inundación (Fig. 2). El relleno muestra cuatro conjuntos de relleno separador por contactos erosiones (cut-and-fill), presen-tando cada conjunto múltiples unidades de inundación. En el afloramiento exterior se han levantado dos perfiles estratigráficos (MLIZQ y MLDCH) diferenciá-

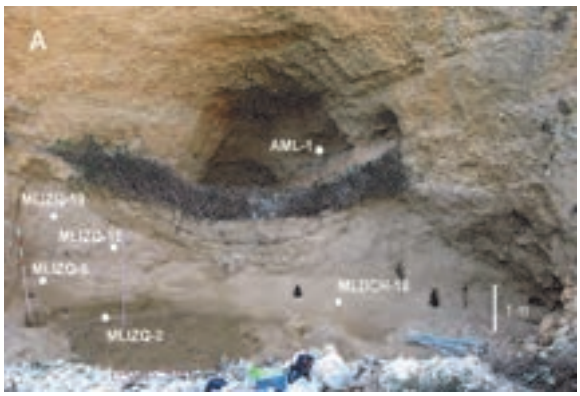


Fig. 2. Sedimentos de inundación y conjuntos del relleno que marcan las secuencias de cut-and-fill.
Fig. 2. Slackwater flood deposits and main stratigraphic sets filling the rock alcove.

dose al menos 3 conjuntos con 21 niveles de inundación. El primer conjunto consta de 7 niveles de arena fina y muy fina con ripples. La unidad basal se ha datado en su base con radiocarbono (MLIZQ-2) y luminiscencia. El segundo conjunto presenta 9 niveles, dos de ellos alcanzan 1 m de espesor. Este segundo conjunto concluye con un contacto erosivo ocupado por clastos gruesos provenientes del lateral y techo de la cueva. El tercer conjunto está compuesto por tres niveles de arenas finas y medias que se acomodan a la paleotopografía de la superficie de la cueva. A estos depósitos de crecida se superponen gravas fluviales asociadas a una inundación de elevada magnitud. Los niveles de inundación posteriores se han descrito en la cata central excavada hacia el interior de la cueva (MLC), observándose un conjunto inferior de 6 unidades y otro set superior compuesto de 5 niveles. La estratigrafía se completó con parches de sedimentos de inundación adheridos a las paredes en la parte alta del interior de la cavidad (AML), formados por arenas muy finas con laminación paralela y ripples de corriente.

Análisis de luminiscencia

Las señales luminiscentes detectadas están dominadas por decaimiento rápido (Fig. 2); condición necesaria para que la datación por OSL sea fiable. No se ha detectado la presencia

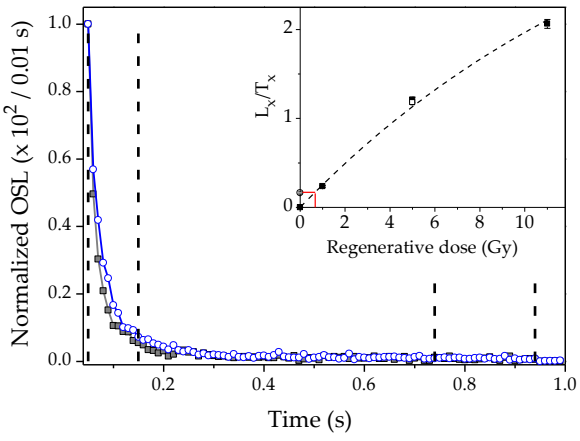


Fig. 2. Curva de decaimiento de la señal de OSL natural (círculos abiertos) y la correspondiente a una dosis artificial (cuadrados grises). En el inset se muestra la curva de respuesta de dosis generada artificialmente, sobre la que se ha interpolado la señal natural.

Fig. 2. Natural OSL decay curve (open circles) and artificially generated (grey squares). The inset shows the dose response curve and the natural signal interpolated on it.

de feldespato en las fracciones extraídas. El procedimiento estándar para el cálculo de la dosis equivalente sería la aplicación del modelo estadístico CAM (Galbraith et al., 1999) en el que se utiliza una media ponderada. Las edades resultantes siguiendo este procedimiento son incoherentes con la estratigrafía y están significativamente sobreestimadas (más de un orden de magnitud). Este resultado es esperable ya que el material insuficientemente blanqueado lleva consigo una dosis residual acumulada durante periodos anteriores a su último transporte.

El estudio detallado de las distribuciones de dosis medidas muestra que éstas tienen una sobredispersión superior al 80%. Este valor destaca frente a la OD ~10% de la distribución de dosis obtenida a partir del experimento sobre la submuestra blanqueada artificialmente. Este valor es similar al observado en depósitos de crecida de la cuenca del Guadalentín (Medialdea et al. 2014) y se esperaría que fuera similar al obtenido de un sedimento expuesto a la luz solar durante su transporte en la naturaleza.

Las distribuciones de dosis medidas sobre alícuotas de 2 mm utilizadas en este estudio permiten obtener una resolución similar a la obtenida a partir de granos individuales (Medialdea et al, 2014), dando la posibilidad de identificar heterogeneidad en el grado de blanqueamiento. Las distribuciones de dosis naturales muestran unos valores de OD >80%. El modelo IEU identifica que entre el 30 y el 50% de las alícuotas medidas de las muestras B1-3, B1-4 y MLIZQ-2 corresponden a material bien blanqueado.

Para el resto de las muestras, este porcentaje desciende a ~15%, indicando la posibilidad de que dichos eventos ocurrieran de noche o que los sedimentos provengan de fuentes cercanas. De hecho, la mayor crecida del río Montlleó en el registro histórico, y que acabó con la vida de 27 personas en La Estrella (Teruel), se produjo en noche del 9 de octubre de 1883.

Las dosis estimadas utilizando este modelo estadístico y las edades correspondientes quedan resumidas en la Tabla 1. Los resultados son coherentes con la estratigrafía

Muestra	Prof. (m)	Tasa de dosis (Gy/ka)	Dosis equivalente (Gy)	Edad (años)	Edad calibrada ^{14}C (años BP)
B1-3	0,5	1,07 ± 0,04	4,33 ± 0,14	4000 ± 200	1700-1920
B1-4	0,7	0,92 ± 0,04	4,22 ± 0,13	4600 ± 220	
MLIZQ-2	3,8	1,15 ± 0,04	0,45 ± 0,03	390 ± 30	1660-1953
MLIZQ-8	2,8	1,16 ± 0,04	0,52 ± 0,06	450 ± 50	
MLIZQ-16	1,9	0,93 ± 0,04	0,56 ± 0,07	600 ± 80	
MLIZQ-19	1,4	1,15 ± 0,04	1,88 ± 0,11	1600 ± 110	
MLDCH-10	2,5	0,78 ± 0,03	0,38 ± 0,06	490 ± 80	1672-1953
AML-1	0,7	1,24 ± 0,04	0,58 ± 0,08	470 ± 70	1690-1960

Tabla 1. Tasa de dosis anual, dosis equivalente estimada aplicando el modelo IEU y edad derivada. Se incluyen las profundidades de muestreo de las muestras y las edades de radiocarbono disponibles para los niveles estudiados.
Table 1. Environmental dose rate, estimated equivalent dose using the IEU approach and derived age. Sampling depths and available radiocarbon ages are also provided.

y aportan información cronológica que no se ha podido obtener mediante radiocarbono.

Conclusiones

Este estudio muestra la complejidad en la datación de sedimentos de crecida recientes (últimos 300 años) en cursos mediterráneos de corta longitud. Por un lado, el ^{14}C aporta edades calibradas imprecisas y poco concluyentes, y por otro lado la luminiscencia presenta signos de blanqueo parcial que requiere de un análisis más complejo que el análisis estándar empleado en OSL. Sin embargo, este estudio demuestra que el material sedimentario afectado por blanqueamiento parcial no supone una limitación en la estimación de edades fiables incluso en el rango de edades recientes.

El análisis detallado de las distribuciones de dosis naturales basado en la comparación con una submuestra blanqueada e irradiada artificialmente permite establecer un patrón de comportamiento luminiscente ideal. El uso de esta comparación mediante el modelo IEU permite identificar la población de dosis correspondientes a granos minerales bien blanqueado y estimar así la edad real de enterramiento.

El estudio comparativo con métodos estándar pone de manifiesto la necesidad de aplicar métodos de medida y de análisis específicos para este tipo de ambiente sedimentario. Se confirma así el potencial de la datación por luminiscencia (OSL) en el estudio de crecidas recientes, en ambientes con dominio de las inundaciones súbitas (relámpago).

Los resultados obtenidos han permitido establecer un registro cronológico de las inundaciones recientes, coherente con los datos históricos y con la estratigrafía, demostrando el gran potencial de la OSL para la datación de depósitos de crecidas históricas a pesar de la complejidad de su respuesta luminiscente.

Agradecimientos
Al Nordic Laboratory for Luminescence Dating, Denmark, el uso de sus instalaciones. Este trabajo está financiado por el proyecto "Evolution at the Dry Limit" del DFG (German Research Foundation). El trabajo ha contado con financiación de la Fundación Biodiversidad (MAPAMA) proyecto Adaptapresa, y de los proyectos CICYT FLOOD-MED (CGL2008-06474-C02-01) y EPHIMED (CGL2017-86839-C3-1-R).

REFERENCIAS

Durcan, J. A., King, G. E., and Duller, G. A., 2015. DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. Quat. Geoch. 28, 54-61.

Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H., Olley, J.M., 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, Northern Australia. Archaeometry 41, 339-364.

Medialdea, A, Thomsen, K.J, Murray A.S, Benito, G., 2014. Reliability of equivalent-dose determination and age-models in the OSL dating of historical and modern palaeoflood sediments. Quaternary Geochronology 22, 11–24.

Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. Rad.Meas. 32, 57-73.

Thomsen, K.J., Murray, A.S., Bøtter-Jensen, L., 2005. Sources of variability in OSL dose measurements using single grains of quartz. Rad. Meas. 39, 47-

Seguimiento de los patrones de erosión y sedimentación de tramos aluviales a partir del registro mediante láser escáner

A. Mesanza[1], I. Ibisate[2], D. Ballarín[3,5], J. Horacio[4], D. Mora[5], A. Ollero[3], E. Roteta[1], V. Acín[6], D. Granado[6]

[1] *Dpto. Ingeniería Minera y Metalúrgica y Ciencia de los Materiales, Universidad del País Vasco, UPV/EHU, Vitoria-Gasteiz, País Vasco*
[2] *Dpto. Geografía, Prehistoria y Arqueología. Universidad del País Vasco, UPV/EHU, Vitoria-Gasteiz, País Vasco*
[3] *Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, Aragón*
[4] *Departamento de Xeografía. Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, Galicia*
[5] *MASTERGEO SL.*
[6] *Profesionales GIS independientes.*

EROSION AND SEDIMENTATION PATTERNS' MONITORING OF ALLUVIAL REACHES OBTAINED BY LASER SCANNER: Complete 3D models of five alluvial reaches affected by the removal of Inturia dam (Leitzaran River) have been obtained through laser scanner techniques. Removal was accomplished in four phases, 3 m per year, and completed in January 2016. Data registration started before the removal started in 2013 and every year after. Therefore erosion and sedimentation processes have been registered between 2013 and 2017. The alluvial reach 2, 700 m upstream the dam, lost around 23,000 m^3 of eroded material, being the 70% between 2014 and 2015, once half of the dam was demolished. Mean incision values were between 3.0-3.3 m, achieving maximum values of 5 m. Accumulation processes were also detected; especially in pools of meanders were the upstream eroded material was temporally trapped. Downstream the dam accumulation processes dominated, mainly once the remaining height of the dam was very low and the sediment transport was free.

Palabras clave: láser escáner, modelo digital del terreno, erosión, acumulación, tramos aluviales
Key words: laser scanner, digital terrain model, erosion, accumulation, alluvial reaches.

Introducción

El derribo de presas, además de sus beneficios para el estado ecológico, es una medida eficaz para la restauración de la dinámica geomorfológica en cauces fluviales. El seguimiento geomorfológico es una labor fundamental para cuantificar y valorar la dinámica generada a raíz del derribo de la presa y toda su evolución posterior (Ollero et. al. 2014).

Los trabajos de demolición de la presa de Inturia, en el río Leitzaran (Gipuzkoa), comenzaron en el año 2013, y dadas las dimensiones de la misma -12,5 m de altura y 60 m de longitud de coronación- su derribo se realizó en 4 fases, comenzando los trabajos en el verano del citado año y finalizando en 2016, derribándose cada año 3 metros de presa aproximadamente.

En este proyecto, además de los habituales indicadores que se emplean para el seguimiento de los procesos geomorfológicos, se incluyó la documentación mediante láser escáner de una serie de tramos aluviales localizados a lo largo del río, tanto aguas arriba como aguas abajo. Este registro servirá para valorar los cambios topográficos y sedimentarios como se viene recogiendo en los trabajos de Hodge et. al (2009) y Revuelto et al. (2013).

El objetivo es analizar los modelos digitales obtenidos mediante el láser escáner con el fin de cuantificar y valorar el volumen de erosión y sedimentación que se ha producido en estos cuatro años.

Metodología

El tramo de río afectado por la demolición de la presa alcanza los 3 km, 2 km aguas arriba y 1 más aguas abajo. Dado lo encajado que se encuentra el río, el acceso al mismo y la toma de datos resultó muy complejo por lo que únicamente se documentaron mediante láser escáner 5 tramos previamente seleccionados, 3 aguas arriba y 2 aguas abajo (Fig.1).

De estos cinco tramos, únicamente en dos ha sido susceptible de analizarse el volumen que se ha erosionado o acumulado. Se trata del tramo 2, localizado 700 metros aguas arriba de la presa y de medio kilómetro de longitud y

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

del tramo 5, de 200 metros de longitud, y situado a unos 600 metros aguas abajo de la presa.

Los tres restantes, el tramo 1 se localiza 2 km aguas arriba de la presa y es el que ha venido actuando como zona de control, no habiéndose apreciado ningún cambio hasta el momento, mientras que el tramo 3, inmediatamente aguas arriba de la presa, fue objeto de un acortamiento de meandro debido a un importante desprendimiento de tierras fruto de la reactivación de la dinámica fluvial que socavó la base del talud, por lo que los volúmenes a considerar no pueden ser considerados como consecuencia únicamente del derribo de la presa. El tramo 4 únicamente se ha documentado en un par de ocasiones por lo que no se disponen de datos suficientes.

La dimensión de los tramos requiere la realización de varios escaneos, de tal forma que la posterior unión de los mismos dé lugar a un completo modelo 3D. Para que esto sea factible es necesario que a medida que se avanza con los trabajos de escaneo, se vayan registrando una serie de puntos comunes a los registros.

Los trabajos de monitorización del entorno se repiten anualmente con el objetivo de poder evaluar los cambios que han sucedido en dicho periodo de tiempo. Esto obligó a que, antes incluso de empezar con los escaneos de la primera campaña de campo, se definiese un sistema de referencia cartográfico único que posibilitase que los trabajos que se fuesen realizando estuvieran referidos siempre al mismo sistema de coordenadas, lo que permite la comparación de los distintos modelos obtenidos, garantizando una coherencia en planimetría y altimetría.

Para ello, se colocan repartidas por toda la zona de trabajo una serie de señales topográficas intentando asegurar su perma-nencia el tiempo que se prolongue el proyecto. Para dotarlas de coordenadas XYZ, comple-mentariamente con los trabajos de escaneo se han ido realizando trabajos de topografía clásica, ya que la cobertura satelital es muy escasa en esta zona no siendo factible el empleo de técnicas geodésicas. El empleo de un sistema de referencia absoluto nos permite combinar la documentación del escáner con todos aquellos productos cartográficos disponibles en los distintos servidores de mapas, tales como ortofotografías, cartografía, datos LiDAR, etc.

A partir del escaneo se obtiene un modelo formado por millones de puntos del cual es posible extraer perfiles longitudinales y transversales, ortofotografías con un alto nivel de resolución o modelos digitales del terreno. Es con estos últimos modelos, elaborados a partir de una malla cuyas celdas tienen 0.5m de lado, como se ha calculado el volumen aproximado de sedimento que se ha erosionado o se ha acumulado en los distintos tramos según han ido avanzando los trabajos de derribo de la presa. La georeferenciación de esta cuantificación permite conocer con detalle la localización de cada uno de los procesos.



Fig.1. Localización de los tramos escaneados y de la presa de Inturia sobre la ortofotografía.
Fig.1. Scanned reaches and Inturia dam location on the orthophotography.

RESULTADOS

El tramo 2, localizado en lo que constituía parte del vaso del embalse y la cola del mismo, presenta unos cambios muy considerables, en forma de unos intensos procesos de erosión e incisión, con una importante evacuación de material. En la Tabla 1 se muestran los cálculos de volúmenes y superficies obtenidos

Años	Volumen (m^3)		Superficie (m^2)	
	Erosión	Sediment.	Erosión	Sediment.
2013-2014	7.899	48	7.272	76
2014-2015	16.671	21	10.023	97
2015-2016	2.357	978	6.735	2.315
2016-2017	4.176	396	7.524	1.297
2013-2017	**23.312**	**0**	**6.680**	**2**

Tabla 1. Cálculo del volumen de erosión y sedimentación cuantificado entre las diferentes campañas para el tramo 2.
Table 1.Volume of erosion and sedimentation quantified between each fieldwork campaign for reach 2

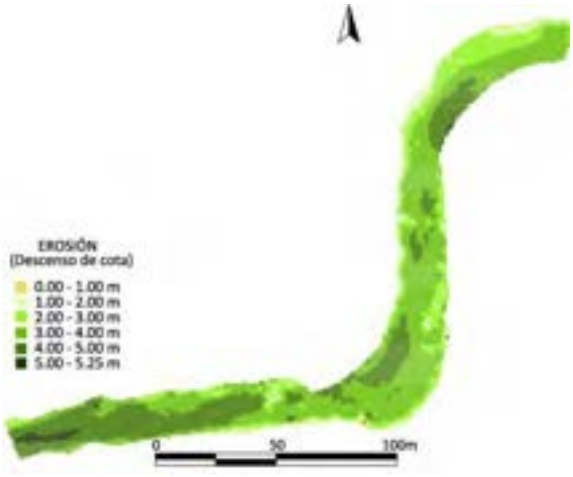


Fig.2. Modelo de erosión-sedimentación del tramo 2 entre los años 2013 y 2017.
Fig.2. Erosion-sedimentation model of the reach 2 between 2013 and 2017.

de la comparación entre las distintas campañas, así como el cómputo total, desde la primera actuación, previa al derribo, en julio de 2013, hasta la última campaña de toma de datos, en julio de 2017, año y medio después de la completa demolición de la presa (enero 2016).

La comparación de los modelos digitales obtenidos entre los años 2013 y 2017, deja de manifiesto que esta zona ha sufrido un fuerte proceso de erosión, con más de 23.300 m^3 de material eliminado. Las mayores pérdidas de material, algo más del 70% se produjeron entre el verano de 2014 y 2015, es decir una vez se había eliminado la mitad de la presa. Analizando cómo se produce esta degradación (Fig. 2), se aprecia que la cota de los tramos se ha reducido en casi 5 metros en las zonas del tramo más cercanos a la presa, siendo este descenso algo más reducido a medida que nos alejamos de la misma, con valores medios de 3,0-3,3 metros.

En general, este comportamiento ha venido produciéndose de igual forma todos los años, aunque en los intermedios, 2015-2016, se aprecia un ligero proceso de acumulación de material en determinados lugares. Estas zonas de acumulación coinciden con las zonas cóncavas de los meandros, donde se localizaba alguna poza, como se aprecia en el detalle del meandro representado en la Fig.3. Estas pozas inicialmente tuvieron un primer proceso de sedimentación del material que fue erosionándose y evacuándose de aguas arriba en la medida que la erosión remontante progresaba hacia aguas arriba fruto del descenso del nivel de base. En otros casos, como el identificado con el recuadro rojo, esas acumulaciones son debidas a la presencia de obstáculos en el cauce, como árboles, en algunos casos caídos tras el colapso de las orillas con la retirada de las aguas embalsadas y la incisión del talweg, y que favorecen la acumulación del material transportado.

Durante las distintas campañas de campo no ha sido posible escanear exactamente la misma zona, de ahí que en las tablas las superficies analizadas sean diferentes.

El tramo 5, localizado aguas abajo, presenta el fenómeno contrario. La acumulación de parte del material procedente de aguas arriba de la presa.

De nuevo observamos cómo a pesar de que en las campañas intermedias se dan procesos de acumulación y erosión, en la comparativa de los años 2013 y 2017, se visualiza claramente un proceso de sedimentación de material, en torno a 2000 m^3 (Tabla 2) y que ronda el metro sesenta de media (Fig. 4). En este caso las mayores cantidades acumuladas se producen entre 2015 y 2016, es decir el periodo en el que se parte de la existencia de la mitad del obstáculo y se elimina completa-

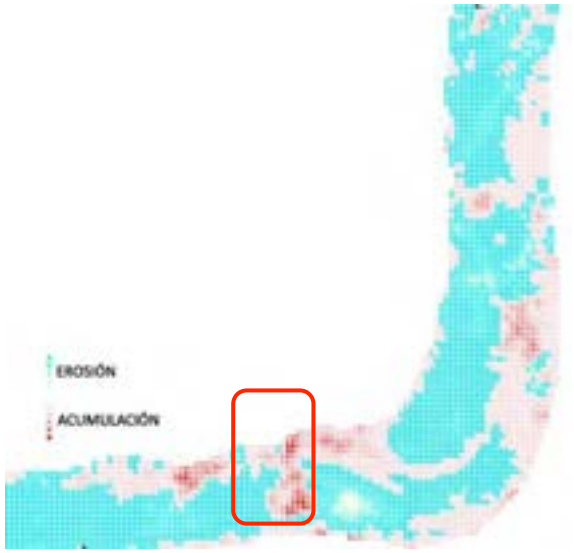


Fig.3. Detalle del tramo 2 donde, contrariamente a lo que viene sucediendo, durante el año 2016 se produce un proceso de acumulación (colores rojizos) de material.
Fig.3. Detail of the reach number 2 where, unlike what has been happening, during the year 2016 a process of accumulation (red colors) takes place.

Años	Volumen (m^3)		Superficie (m^2)	
	Erosión	Sediment.	Erosión	Sediment.
2013-2014	59	593	412	2.163
2014-2015	432	1.740	921	2.604
2015-2016	25	2.001	167	3.270
2016-2017	584	440	1.610	1.980
2013-2017	**3**	**2.028**	**9**	**1.940**

Tabla 2. Cálculo del volumen de erosión y sedimentación cuantificado entre las diferentes campañas para el tramo 5.
Table 2. Volume of erosion and sedimentation quantified between each fieldwork campaign for reach 5.



Fig.4. Modelo de erosión-sedimentación del tramo 2 entre los años 2013 y 2017.
Fig.4. Erosion-sedimentation model of reach 2 between 2013 and 2017

mente la presa, lo que permite la libre circulación del material acumulado en el vaso del antiguo embalse.

CONCLUSIONES

El registro mediante láser escáner ha permitido el conocimiento con precisión de la respuesta en la morfología fluvial, y en los depósitos sedimentarios en particular, de los cambios producidos en las distintas fases del proceso de derribo de la presa de Inturia. Ello ha permitido disponer de una cuantificación de volúmenes y superficies afectadas.

En términos generales, la cantidad de material erosionada y evacuada ha sido inferior a la inicialmente esperada, razón por la que se planteó el derribo por fases en vez completarla en una sola fase.

Agradecimientos

El proyecto para el seguimiento del derribo de la presa Inturia se realizó en el marco del proyecto europeo EFA 221/11-GURATRANS: Gestión integral y participativa de los ríos transfronterizos de los Pirineos occidentales coordinado por la Dirección de Medio Ambiente e Hidráulica de la Diputación Foral de Gipuzkoa a través de un contrato de investigación firmado entre la Universidad del País Vasco y la Fundación HAZI (2013-2016) y se encuentra dentro del marco del proyecto europeo « Trabajos de seguimiento de los cambios geomorfológicos en la cuenca del río Leitzaran tras las demoliciones de las presas de Inturia y Olloki ». D1. LIFE14NAT / ES / 000186 IREKIBAI (N07 / 16-SE / N) (2016-2019).

Bibliografía

Hodge,R., Brasington, J., Richards, K. (2009) Analysing laser-scanned digital terrain models of gravel bed surfaces: linking morphology to sediment transport processes and hydraulics. Sedimentology 56 (7), 2024-2043.

Ibisate, A., Ollero, A., Ballarín, D., Horacio, J., Mora, D., Mesanza, A., Ferrer-Boix, C., Acín, V., Granado, D., Martín-Vide, J.P. 2016. Geomorphic monitoring and response to two dam removals: rivers Urumea and Leitzaran (Basque Country, Spain). Earth Surface Processes and Landforms. 41, 2236-2255.

Ollero, A., Ibisate, A., Acín, V., Ballarín, D., Besne, P., Díaz, E., Ferrer-Boix, C., Granado, D., Herrero, X, Horacio, J., Martín-Vide, J.P., Mesanza, A., Mora, D., Sánchez, I. 2014. Geomorfología y restauración fluvial: seguimiento del derribo de presas en Gipuzkoa. Cuadernos de Investigación Geográfica, 40(1), 67-88.

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.

Factors controlling streambank erosion and channel widening: implications for flood hazard

A. Moraru[1], V. Ruiz-Villanueva[2], G. Furdada[1]

[1] *RISKNAT Group, Geomodels Institute, Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Universitat de Barcelona, Barcelona, Catalunya*
[2] *Institute for Environmental Sciences (ISE), University of Geneva, Geneva, Switzerland*

FACTORES DE CONTROL DE LA EROSIÓN DE LOS MÁRGENES Y EL ENSANCHAMIENTO DE LOS CANALES: IMPLICACIONES EN LA PELIGROSIDAD DE INUNDACIONES: Durante las inundaciones en zonas montañosas y de piedemonte los ríos experimentan diferentes procesos geomorfológicos, siendo muy relevantes la erosión de los márgenes y el ensanchamiento de los canales, que pueden causar daños a infraestructuras y edificios. Considerarlos al determinar la peligrosidad de las inundaciones suele ser desafiante. Nuestro objetivo es mejorar la comprensión de los factores que controlan el ensanchamiento de los canales durante las avenidas. Para ello, se ha compilado una base de datos con más de 2500 tramos de ríos, con datos sobre ensanchamientos, en Austria, Italia, Polonia, España y Suiza. Los resultados muestran diferencias en estos ensanchamientos entre las regiones, dependiendo del ancho del cauce antes de la inundación, la magnitud de la inundación y el confinamiento lateral. Este trabajo aporta comprensión sobre la dinámica de los ríos y los cambios en sus llanuras fluviales durante las inundaciones, y proporciona información importante para la zonificación del suelo y otras estrategias de mitigación.

Key words: Bank erosion, channel widening, confinement, stream power, flood hazard management.
Palabras clave: Erosión de márgenes fluviales, ensanchamiento del cauce, confinamiento, potencia del flujo, peligrosidad de inundación.

Introduction

Natural disasters are responsible for fatalities and economic losses worldwide, and among them, floods are the most widespread and cause the highest damages (Gaume *et al*., 2009; Munich Re, 2016). A significant amount of the damages related to floods are caused by the associated geomorphic processes (*e.g.* bank erosion and channel widening; Piégay *et al.*, 2005; Bowen and Juracek, 2011; Krapesch *et al.*, 2011; Grove *et al.*, 2013; Buraas *et al.*, 2014; Magilligan *et al.*, 2015; Nardi and Rinaldi, 2015; Comiti *et al.*, 2016; Surian *et al.*, 2016).

River response to floods can vary significantly; moreover, human actions over the last centuries have become a dominant influence on fluvial systems, and together with potential effects of climate change on flood regime, predicting where major geomorphic changes may occur is very challenging. Knowledge about factors controlling geomorphic response to floods is key to better understand fluvial processes and improve flood hazards and risks in the Anthropocene.

Subsequently, it is of major importance forecasting spatial and magnitude variability of channel impacts as a result of the interaction of multiple potential controlling factors by means of i) recording the effects of extreme floods, ii) boosting flood hazard mapping in mountain rivers where this data is scarce; iii) providing tools that enhance a geomorphic approach to river management by outlining appropriate river strategies and planning, iv) improving risk mitigation in mountain rivers.

This work intends to provide information on river channel's response to floods and to improve knowledge about the hydraulic and geomorphic factors controlling channel widening.

Methods

The work was divided in three steps: i) we created a large database of channel widening in selected study cases around Europe, including available data and generating new information; ii) hydrological, morphological and hydraulic variables were also acquired; iii) variables were statistically analysed to identify potential factors controlling channel

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.



Figure 1: Active channel of Garona river (Pyrenees, NE Spain) represented before (A, in blue; 2011) and after (B, in green; 2013) the event (Moraru, 2017). Water flow indicated by black arrows. Red transects as reference of widening.
Figura 1: Tramo de cauce activo del río Garona (Pirineo, NE España) antes (A, en azul; 2011) y después (B, en verde; 2013) de la avenida (Moraru, 2017). Sentido del flujo en flechas negras. Transectos rojos como referencia de ensanchamiento.

widening. The database was created (Moraru, 2017) with information from 10 recent flood events, which occurred in a time span of 10 years (2005–2014) whithin 5 regions (2 in Apennines, 1 in Carpathians, 5 in Austrian and Swiss Alps, 1 in Mediterranean region, and 1 in Spanish Pyrenees; thus, covering a large range of climatic, hydrological and geomorphological conditions), including a total of 54 watercourses and 2539 river stretches. All events were analysed together. Data was extracted from previous studies (*e.g.* Amponsah, 2017; Bachmann, 2012; Hajdukiewicz *et al.*, 2016; Righini *et al.*, 2017) and new information was added from the Pyrenees (Figure 1).

Data was compiled during pre- and post-flood surveys performed in the different channel reaches. The observations included an analysis of geomorphic flood effects (as planimetric changes), an inventory of artificial structures (*i.e.* bank protection, dykes, channelling structures), and a qualitative assessment of the main morphological channel characteristics. Variables not available in former works, but feasible to estimate (*i.e.* unit stream power, stream power index, lateral confinement index, width ratio), were calculated in order to complete the database for further analysis.

Results and discussion

Results showed that channels widened up to 20 times their initial width. Significant differences were found between regions in terms of channel width changes (*i.e.* widening ratio, that is channel width after divided by the channel width before the flood; Figure 2C). Alps and Carpathians showed lower widening ratios than Sardinia and the Apennines, being the latter ones nearly twice as large, whereas the Pyrenees showed intermediate values (Figure 2C). This may be explained by the magnitude of the floods (Figure 2E) and the conditions before the flood (*i.e.* pre-flood channel width; Figure 2B), which also presented differences (Moraru, 2017).

As Figure 2 shows, the highest magnitude floods (in terms of return period) resulted in higher channel widening (*e.g.* Apennines). Gentler channel gradients and wider channels before the flood showed lower channel widening (*e.g.* Carpathians). Other variables analysed, such as lateral confinement (defined as the alluvial plain width divided by the pre-event channel width), vegetation and artificial embankment, seem to play also an important role in the channel response during floods (Moraru, 2017).

Overall, rivers with large drainage areas suffered larger channel widening (Figure 2D). However, larger drainage areas show a higher variability compared to moderate and small catchments.

Watercourses with low confinement indexes (Moraru, 2017) suffer larger channel widenings, although the variability among rivers is remarkable.

Regarding the channel gradient (Figure 2A), it was mostly noticed that, the steeper the slope, the lower the width ratio and lateral confinement (Moraru, 2017). Also that, for different slope values, the width ratio had a similar tendency.

Conclusions

This work sheds light into the understanding of river dynamics and the causes and consequences of river planform changes during floods, stressing the importance of taking them into account in flood hazard management, land use planning, hazard zoning, and other risk reduction strategies. These processes are usually neglected in European legislation. For instance, the Directive 2007/60/EC compels to generate hazard maps considering both extension and water levels; floods with high sediment load may be considered in risk maps,

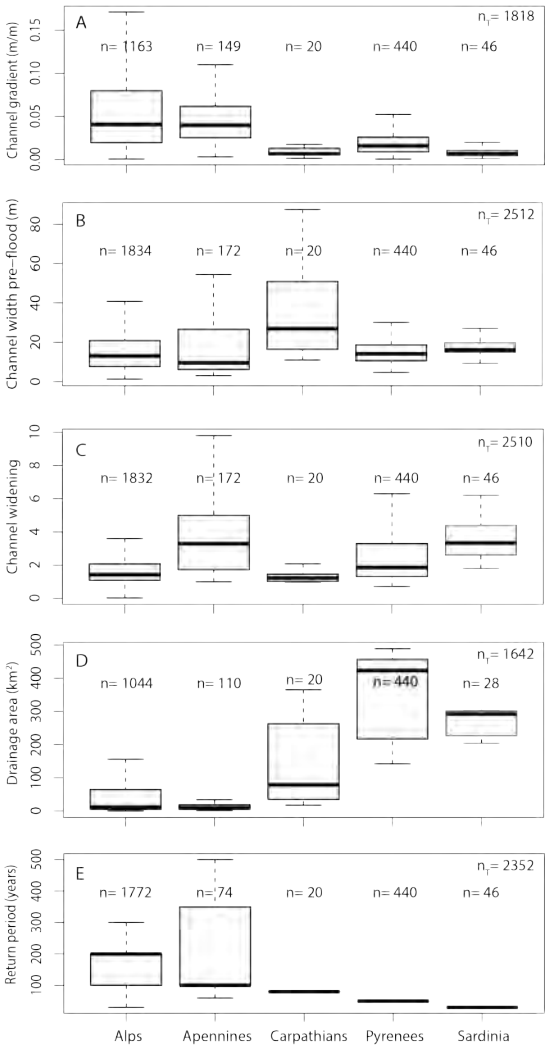


Figure 2: Boxplots of (A) Channel gradient (m/m); (B) Channel width before the flood event (m); (C) Channel widening (ratio of channel width after divided by the channel width before the flood); (D) Drainage area (km²); (E) Return period of flood events (years). The bottom and top of the box indicate the first and third quartiles, respectively, the line inside the box is the median (outliers are not represented).

Figura 2: Diagramas de caja de (A) Pendiente del cauce (m/m); (B) Anchura del canal antes de la avenida (m); (C) Relación de ensanchamiento del cauce (anchura del cauce después dividida entre la anchura del cauce antes de la avenida); (D) Área de la cuenca de drenaje (km²); (E) Periodo de retorno de las avenidas (años). La base y techo de la caja indican el primer y tercer cuartiles, respectivamente, la línea del interior es la mediana (los "outliers" no se han representado).

and morphological changes are not considered at all. If data on certain controlling factors were considered for, *i.e.*, estimating a minimal distance to the watercourses where no urbanization was permitted, this may reduce the negative impacts (*e.g.* damages and economic losses) due to erosion during high-magnitude floods. The further analysis of this database and its ongoing update will shed light into the factors controlling channel widening during flood events, which will help predicting where major geomorphic changes may occur during floods. Therefore, obtaining and transferring this knowledge should be very useful for the improvement of land use management.

Acknowledgements

Results presented here were part of the Master thesis of A. Moraru, developed in collaboration with the University of Geneva, Switzerland, and partially in the frame of the PROMONTEC Project, MINEICO-FEDER: (CGL2017-84720-R). We thank Markus Stoffel, Annette Bachmann, Lukas Hunzinger, Dieter Rickenmann, Ernest Bladé, Bartłomiej Wyżga, Hanna Hajdukiewicz, Wiktoria Czech, and the Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC) for providing support data, and Dieter Rickenmann and Vittoria Scorpio for fruitful discussions.

References

Amponsah, W. 2017. Stream Power and Geomorphic Effects of Flash Floods. PhD Thesis, University of Padova. 166pp.

Bachmann, A. 2012. Ausmass und auftreten von seitenerosionen bei hochwasserereignissen. MSc Thesis, Universität Bern. Unpublished. 157pp. (In German).

Bowen, M. W., Juracek, K. E., 2011. Assessment of the geomorphic effects of large floods using streamgage data: the 1951 floods in eastern Kansas, USA. Physical Geography, 32(1), 52–77.

Buraas, E. M., Renshaw, C. E., Magilligan, F. J., Dade, W. B., 2014. Impact of reach geometry on stream channel sensitivity to extreme floods. Earth Surface Processes and Landforms, 39(13), 1778–1789. https://doi.org/10.1002/esp.3562

Comiti, F., Righini, M., Nardi, L., Lucía, A., Amponsah, W., Cavalli, M., Surian, N., 2016. Channel widening during extreme floods: how to integrate it within river corridor planning? In: INTERPRAEVENT, Lucerne, Switzerland, 477–486.

Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaškovičová, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D., Viglione, A., 2009. A compilation of data on European flash floods. Journal of Hydrology, 367, 70–78. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.028

Grove, J. R., Croke, J., Thompson, C., 2013. Quantifying different riverbank erosion processes during an extreme flood event. Earth Surface Processes and Landforms, 38(12), 1393–1406. https://doi.org/10.1002/esp3386

Hajdukiewicz, H., Wyżga, B., Mikuś, P., Zawiejska, J., Radecki-Pawlik, A., 2016. Impact of a large flood on mountain river habitats, channel morphology, and valley infrastructure. Geomorphology, 272, 55–67.

Krapesch, G., Hauer, C., Habersack, H., 2011. Scale orientated analysis of river width changes due to extreme flood hazards. Natural Hazards and Earth System Sciences, 11(8), 2137–2147. https://doi.org/10.5194/nhess-11-2137-2011

Magilligan, F. J., Buraas, E. M., Renshaw, C. E., 2015. The efficacy of stream power and flow duration on geomorphic responses to catastrophic flooding. Geomorphology, 228, 175–188. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.08.016

Moraru, A., 2017. Streambank erosion and channel widening: implications for flood hazard. MSc Thesis, Universitat de Barcelona – Universitat Autònoma de Barcelona, Barcelona, Spain, 25pp. + Electronic Appendix. (Last access: 8 March 2018; available at: http://hdl.handle.net/2445/115638).

Munich Re, 2016. Annual Statistics: Natural Disasters 2015. Munich, Munich Re Group, NatCatSERVICE analysis tool. (Last access: 12 March 2018; available at: https://www.munichre.com/en/reinsurance/business/non-life/natcatservice/index.html).

Nardi, L., Rinaldi, M., 2015. Spatio-temporal patterns of channel changes in response to a major flood event: The case of the Magra River (central-northern Italy). Earth Surface Processes and Landforms, 40(3), 326–339. https://doi.org/10.1002/esp.3636

Piégay, H., Darby, S. E., Mosselman, E., Surian, N., 2005. A review of techniques available for delimiting the erodible river corridor: A sustainable approach to managing bank erosion. River Research and Applications, 21(7), 773–789. https://doi.org/10.1002/rra.881

Surian, N., Righini, M., Lucía, A., Nardi, L., Amponsah, W., Benvenuti, M., Borga, M., Cavalli, M., Comiti, F., Marchi, L., Rinaldi, M., Viero, A., 2016. Channel response to extreme floods: Insights on controlling factors from six mountain rivers in northern Apennines, Italy. Geomorphology, 272, 78–91. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.002

Cambios morfológicos (1956-2012) en un río de gravas afectado por múltiples impactos antrópicos (Río Cinca, Pirineos Centrales)

E. Muñoz-Narciso[1], D. Vericat [1,2], M. Smith[3] y R.J. Batalla[1,4,5]

[1] *Grupo de Investigación de Dinámica Fluvial (RIUS), Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida, Lleida, Catalunya*
[2] *Centre Tecnològic Forestal de Catalunya, Solsona, Catalunya*
[3] *School of Geography, University of Leeds, Leeds, UK*
[4] *Institut Català de Recerca de l'Aigua (ICRA), Girona, Catalunya*
[5] *Facultad de Ciencias Forestales y Recursos Naturales, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile*

MORPHOLOGICAL CHANNEL CHANGES (1956-2012) IN A GRAVEL BED RIVER AFFECTED BY MULTIPLE HUMAN IMPACTS (CINCA RIVER, CENTRAL PYRENEES): The morphological changes (1956-2012) of a 30 km river reach of the River Cinca (Ebro Basin) are analyzed by means of aerial photography. The River Cinca has suffered multiple human-induced alterations such as the caused by dam construction and gravel mining. Historical and contemporary aerial photographs were post-processed using Digital Photogrammetry algorithms. Orthophotomaps were used to map the main morphological unites. The extension of these unites was compared through time. Preliminary results indicate as most of the active morphological unites have disappeared; bars have stabilized. Vegetation encroachments is the main process, mainly attributed to the reduction of the magnitude and frequency of flood events, and channel incision due to the deficit of sediment caused by the dams and gravel mining. Active channel width has been reduced 52% on average. The river has changed from a braided to a single thread channel pattern. Results may help on the morpho-sedimentary diagnosis of this river, providing relevant information for river rehabilitation measures.

Palabras clave: Río Cinca, cambios morfológicos, impactos antrópicos, procesos fluviales, fotogrametría.
Key words: Cinca river, Morphological changes, human impacts, fluvial processes, photogrammetry.

Introducción

Los ríos transportan agua y sedimentos desde sus cabeceras hasta las áreas de sedimentación. La transferencia de agua y sedimentos ocurre de manera continua en el espacio, pero es episódica en el tiempo, controlada mayoritariamente por las crecidas. La interacción entre la competencia fluvial y la disponibilidad y transporte de sedimentos condicionan la morfología fluvial, la geometría del cauce, y las características granulométricas (Schumm, 1977). Cualquier modificación en alguno de estos componentes determinará un ajuste morfo-sedimentario para la búsqueda de un nuevo equilibrio (Lane, 1955). Así, tal y como se ha descrito, estas modificaciones, atribuidas a impactos antrópicos, también afectarán a las características morfo-sedimentarias de los cauces y su evolución temporal y espacial.

Las presas rompen la continuidad del transporte de sedimentos y modifican la magnitud y frecuencia de las crecidas (e.g. Williams y Wolman, 1984). Estas alteraciones conllevan, a su vez, numerosos efectos aguas abajo: (i) déficit de sedimentos, (ii) intrusión de la vegetación de ribera y reducción de la anchura activa del cauce, (iii) incisión del cauce, (iv) pérdida de fracciones granulométricas determinantes para el hábitat, etc.

Las extracciones de áridos reducen la disponibilidad de sedimentos y alteran las características morfo-sedimentarias locales, con efectos aguas arriba y abajo. Los principales efectos asociados a estos impactos son: (i) erosión del cauce aguas abajo y remontante, (ii) cambio de las condiciones de movilidad del cauce, (iii) déficit de sedimentos, (iv) reducción de la disponibilidad de hábitat físico, etc.

En este contexto, los objetivos de este trabajo son (i) analizar y cuantificar los cambios morfológicos en un tramo del río Cinca (Cuenca del Río Ebro) para el período 1956-2012, y (ii) estudiar la evolución morfológica en relación a los impactos derivados de la construcción de grandes presas y de las extracciones de áridos en el cauce activo. Este trabajo presenta los resultados preliminares de los análisis.

Área de estudio

El área de estudio se sitúa al NE de la Pe-

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

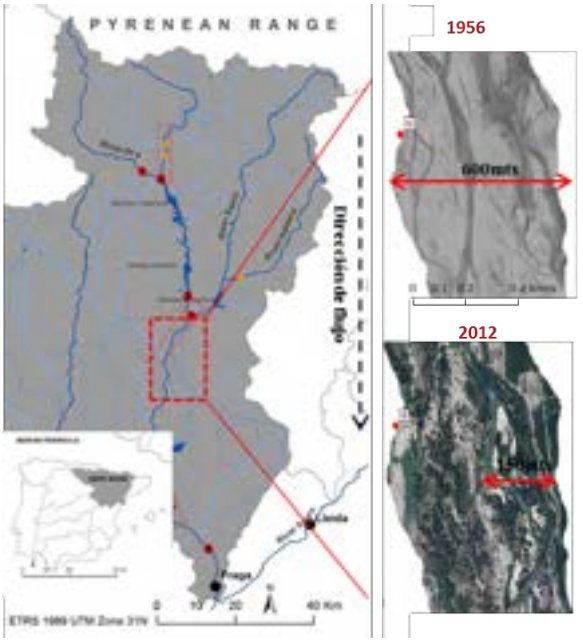


Fig 1: Localización de la cuenca del río Cinca (cuenca del Ebro, NE Península Ibérica) y ubicación (en recuadro rojo) del tramo de estudio en el Cinca Medio, con grandes cambios morfológicos en la llanura de inundación (serie 1956-2012).
Fig. 1. Location of the Cinca Basin (Ebro Basin, NE Iberian Peninsula) in which the red square identifies the study reach. The examples on the right highlight the magnitude of the morphological changes between 1956 and 2012.

nínsula Ibérica (Fig. 1). La cuenca del Cinca, con un área de ~9667 km^2, y una longitud de 191km (río Cinca), es uno de los afluentes más importantes en la cuenca del Ebro.

La cuenca del río Cinca está regulada por 3 grandes presas: el sistema Grado-Mediano (capacidad de 834.5 hm^3, construcción 1959-1969) en el río Cinca; y el embalse de Barasona (capacidad de 84.7 hm^3, construcción 1932), ubicado este último en el río Ésera. La capacidad de regulación de estos embalses es del 35% de la aportación hídrica anual, tal y como indica el valor del Índice de Regulación o IR de 0.35 (según Batalla et al., 2004). El tramo de estudio (i.e. 30km de longitud, 1 km de ancho y un área de 19.83 km^2) se localiza justo aguas abajo de los embalses (Fig. 1). Además de los embalses, según la información disponible en los expedientes de la Confederación Hidrográfica del Ebro, en el tramo de estudio se han extraído un volumen total de 2 x 10^6 m^3 de gravas entre 1956 y 2010 (Fig. 2).

Metodología

Para el estudio de los cambios morfológicos históricos se han aplicado técnicas de Fotogrametría Digital (Structure from Motion, Multi View Stereoscan, en adelante SfM-MVS). Estas técnicas se han aplicado a pares fotogramétricos históricos y actuales. Se ha utilizado el software Agisoft PhotoScan Pro ® para la obtención de nubes de puntos topográficos y ortofotomapas (ver tabla 1 para más detalles). Esta metodología ha sido aplicada previamente en el río Cinca en los trabajos de Muñoz-Narciso (2014) y Llena (2015). Los ortofotomapas, históricos y actuales, han permitido analizar y cuantificar los cambios morfológicos (i.e. definición de las unidades morfológicas mediante cartografía de detalle, cálculo de índices y matrices de cambios morfológicos, etc.). Para ello se ha utilizado el software ArcGIS 10.1 ®. Por su parte, las nubes de puntos, una vez procesadas, han posibilitado analizar la evolución topográfica del cauce. Dichos datos no se presentan en este estudio debido a su carácter preliminar.

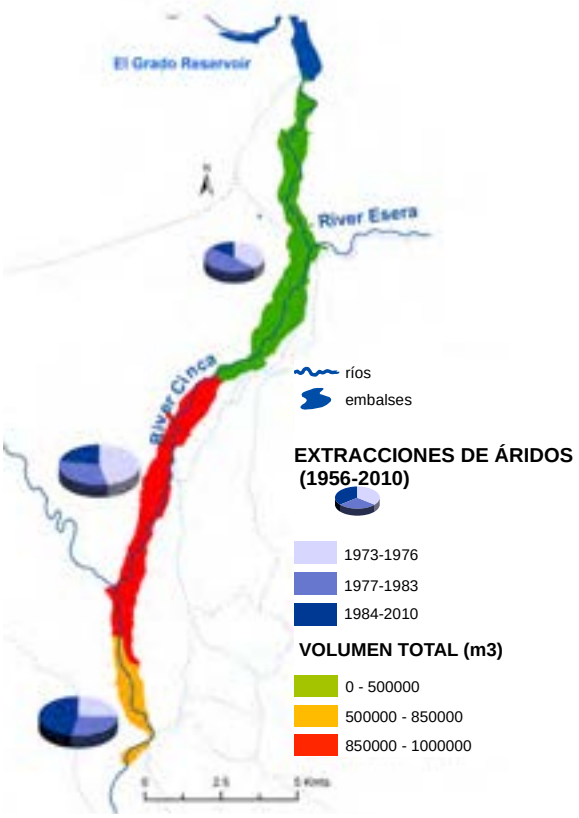


Fig 2: Volumen de extracciones de áridos en el tramo de estudio (1956-2010) por sectores y por eventos cartografiados. (fuente datos: CHE).
Fig. 2. Gravel Mining volume in the study reach (1956-2010) by sectors and by cartographed events. (data source: CHE).

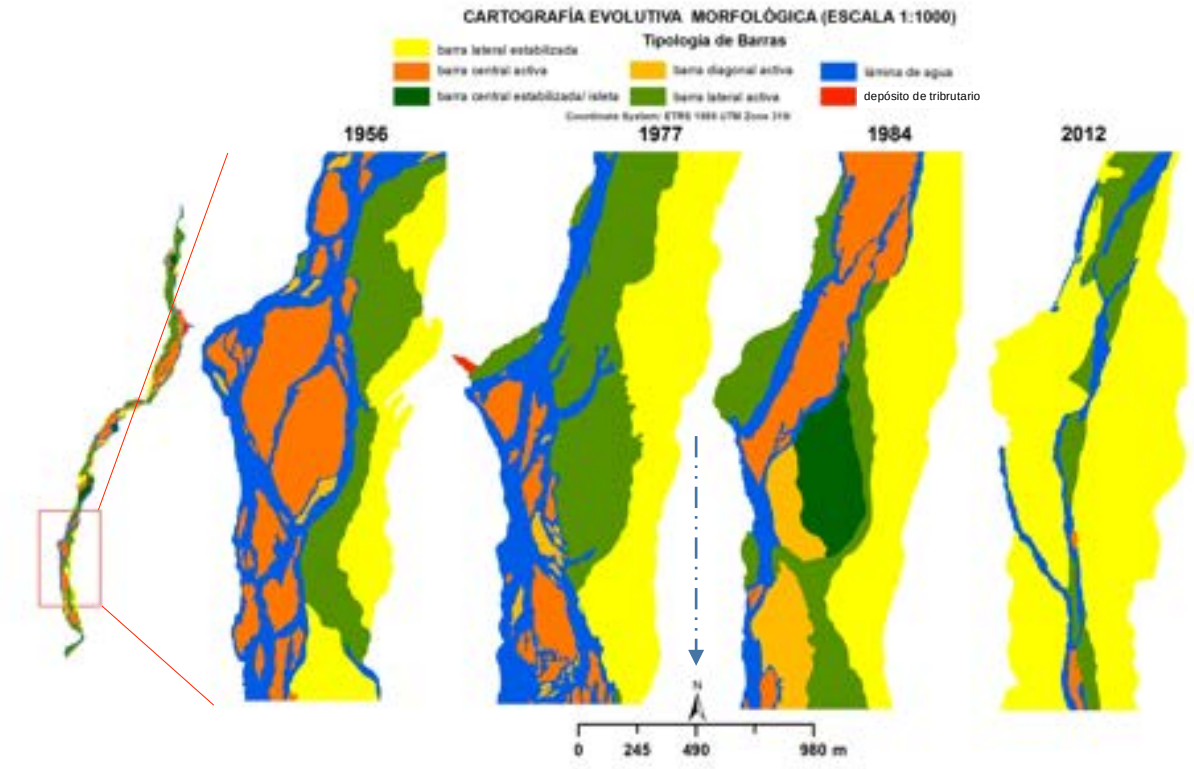


Fig 3: Cartografía evolutiva del tramo de estudio (Escala 1:1000, 4times, 30km de longitud de tramo). Zoom sobre una de las zonas con mayores cambios morfológicos del tramo de estudio.
Fig. 3. Evolutionary cartography of detail (Scale 1: 1000, 4 Times, 30km length reach). Zoom in on one of the areas with heavies morphological changes in the study reach.

AÑO	1956	1977	1984	2012
N fotogramas	19	22	11	26
Número de puntos de control*	92	82	70	89
RMSE (m)**	3.43	2.77	1.81	1.49
Densidad MVS***	alta	baja	baja	media
Densidad Nube de Puntos (puntos/m^2)	0.5	0.03	0.003	0.83
Resolución (m)	0.71	0.55	0.81	0.48

Tabla 1. Fotogramas utilizados y parámetros obtenidos por Agisoft (SFM-MVS)
Tabla 1. Aerial Photography and parameters obtained by Agisoft (SFM-MVS)
**GCPs: del inglés, Ground Control Points.*
***RMSE: del inglés, Root Mean Square Error.*
**** Densidad MVS: el softwareAgisoft PhotoScan Pro ® ofrece 5 niveles de densidad (muy bajo, bajo, medio, alto, muy alto) para aplicar el MVS y obtener la nube de puntos densa.*

Resultados preliminares

La figura 3 muestra la tipología de barras, los canales, y la llanura de inundación para los 4 años estudiados. La cartografía de 1956 se considera representativa de la situación anterior a los embalses y extracciones de áridos. A simple vista se observa una pérdida importante de las unidades activas y un incremento de las áreas categorizadas como estables.

Comparando las cartografías entre 1956 y 2012, se observa una reducción de la anchura activa del cauce de entre el 50 y 75% (i.e. la anchura media para todo el tramo pasa de 800 a 380 m, un 52%). La morfología ha evolucionado de un río tipo trenzado o *braided*, con multiplicidad de canales, gran número de barras activas diagonales, centrales y laterales (i.e. 85% del área cartografiada en 1956), indicando una elevada dinámica, competencia y capacidad sedimentaria; a un río de un único caucel, relativamente sinuoso, homogéneo en cuanto a las unidades morfológicas, donde la vegetación ha colonizado gran parte de la llanura de inundación, con barras parcial o totalmente estabilizadas (i.e. 95% del área cartografiada

en 2012). Estos resultados preliminares son un claro ejemplo de cómo los embalses y las extracciones de áridos, conjuntamente con otros impactos a escala de cuenca (e.g. cambios en los usos del suelo), modifican y alteran la capacidad y competencia de transporte de agua y carga sólida de los sistemas fluviales y, en consecuencia, se modifica la morfología fluvial y su dinámica. Este tipo de análisis es fundamental para proporcionar información referente al potencial y estado hidro-sedimentario de los ríos, los posibles efectos de futuros impactos, y para diseñar programas de restauración fluvial en el marco de los Planes de Cuenca.

Agradecimientos

El primer autor tiene un contrato predoctoral del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte (FPU 13/00168). Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos Morphsed (CGL2012-36394) y MorphPeak (CGL2016-78874-R), financiados por Ministerio de Economía y Competitividad y Fondos FEDER. Los autores forman parte del Grupo de Investigación de Dinámica Fluvial-RIUS es Grupo Consolidado reconocido por la Generalitat de Catalunya (2014 SGR 645). Se agradece el CERCA, Programa de la Generalitat de Catalunya; y toda la información ofrecida por la Confederación Hidrográfica del Ebro.

Bibliografía

Batalla, R.J. 2003. Sediment deficit in rivers caused by dams and instream gravel mining. A review with examples from NE Spain. Cuaternario y Geomorfología, 17(3-4): 79-91.

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. y Vericat, D. 2013. River's architecture supporting life. En: Elosegui, A. y Sabate, S. (Eds): River conservation: challenges and opportunities. Fundación BBVA, Bilbao, 400 pg. ISBN: 978-84-92937-47-9.

Church, M. 2006. Bed Material Transport and the Morphology of Alluvial River Channels. Annu. Rev. Earth Planet. Sci..34: 325-354.

Kondolf, G.M. 1994. Geomorphic and environmental effects of instream gravel mining. Landscape and Urban Planning, 28: 225-243.

Lane, E.W. 1955. The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, 81, paper no. 745.

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

Llena, M. 2015. Cambios morfológicos en el alto Cinca durante el Siglo XX a partir de fotogrametría digital automatizada. T. F. Máster, Universitat de Lleida, 143 p.

Muñoz-Narciso, E., Béjar, M., Tena, A., Vericat, D., Ramos, E., Brasington, J., Gibbins, C.N. y Batalla, R.J. 2014. Generación de modelos topográficos a partir de fotogrametría digital automatizada en un río de gravas altamente dinámico. En: XIII Reunion Nacional de Geomorfologia, 335-338.

Schumm, S.A. 1977. The fluvial system. John Wiley and Sons, New York. 338p.

Topping, D.J., Rubin, D.M., y Vierra, L.E. 2000. Colorado River sediment transport 1. Natural sediment supply limitation and the influence of Glen Canyon Dam. Water Resources Research, 36(2): 515-542.

Williams, G.P. y Wolman, M.G. 1984. Downstream Effects of Dams on Alluvial Rivers. US Geological Survey Professional Paper 1986.

Caracterización hidrológica de hidropuntas en ríos de montaña (Ésera y Cinca, Pirineo central)

A. Reñé[1], D. Vericat[1,2] y R.J. Batalla[1,2,3]

[1] *Grup de Recerca de Dinàmica Fluvial (RIUS), Universitat de Lleida, Av. Alcalde Rovira Roure 191, 25198 Lleida*
[2] *Centre Tecnològic Forestal de Catalunya (CTFC), Solsona*
[3] *Institut Català de Recerca de l'Aigua (ICRA), Girona*
[4] *Facultad de Ciencias Forestales y Recursos Naturales, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile*

HYDROPEAKING CHARACTERIZATION IN MOUNTAIN RIVERS (ÉSERA AND CINCA, CENTRAL PYRENEES): The damming of rivers together associated water uses alter their flow regime (i.e. variation of the flows in space and time, their magnitude and frequency) and the bio-physical processes that depend on it (sediment transport, physical habitat). Hydropower generation from flowing or stored water makes response immediately to electricity demands and aids modulating the offer. This versatility is transferred to rivers in the form of peaks associated with the generation, which are known as hydropeaks. The upper rivers Ésera and Cinca in the southern Central Pyrenees experience such alterations. The main objective of this study is the hydrological characterization of these two rivers displaying distinct hydropeaking patterns i.e. whereas the Ésera shows a high frequency and magnitude persistent hydropeaking regime, the Cinca displays a high hydropeaking frequency despite lesser of lesser magnitude..

Palabras clave: río Cinca, río Ésera, hidropunta, energía hidráulica, alteración hidrológica.
Key words: River Cinca, River Ésera, hydropeak, hydropower, hydrological alteration.

Introducción

El régimen de un río se define como la variación de los caudales en el espacio y en el tiempo, así como su magnitud, duración y frecuencia. Dicha variabilidad es importante para mantener la complejidad hidráulica, el transporte de sedimentos, los intercambios hiporreicos, la conexión a las llanuras de inundación y la estructura y complejidad del hábitat fluvial (Poff et al., 1997). El represamiento de los ríos y los aprovechamientos hídricos asociados alteran dicho régimen y los distintos procesos bio-físicos que de él dependen (morfología, hidráulica, hábitat).

Los ríos de montaña han sido tradicionalmente aprovechados para la generación eléctrica, con esquemas hidroeléctricos formados por presas de distinto tamaño, derivaciones y centrales. En nuestro caso de estudio, los caudales de los tramos altos de los ríos Ésera y Cinca experimentan las alteraciones asociadas a dicha regulación. La producción de energía hidráulica a partir del agua fluyente y/o embalsada permite responder de manera inmediata a las demandas de electricidad en la red y modular su oferta. Esta versatilidad se traslada a los ríos en forma de puntas de caudal asociadas a la generación, que se conocen como *hidropuntas*. Las hidropuntas son descargas de agua que se producen por el encendido o apagado de las turbinas y suceden desde escalas minutales hasta diarias (p.e. Fong et al., 2015; Miele et al., 2010; Moog, 1993; Vanzo et al., 2016).

Los regímenes de hidropuntas se caracterizan por: (i) bajo caudal cuando no se genera electricidad, (ii) cambios rápidos en la descarga cuando la turbinación aumenta o disminuye, y (iii) máximo caudal durante los períodos del día, mes o año en que la demanda de energía es mayor (Bruder et al., 2016).

El objetivo de este trabajo es la caracterización hidrológica de dos ríos con distintos patrones de hidropuntas: el Ésera (régimen de hidropuntas persistente y de elevada frecuencia y magnitud) y el Cinca (régimen de hidropuntas persistente, de elevada frecuencia y baja magnitud).

Zona de estudio

La cuenca del Alto Ésera tiene una superficie hasta la presa de Campo de 592 km^2 y de 1535 km^2 hasta su confluencia con el río Cinca en Graus. La cuenca del Alto Cinca tiene una superficie de 797 km^2 hasta la estación de aforos de Escalona. Ambas se ubican en el sector centro-septentrional de la cuenca del Ebro(Fig.1)

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

Materiales y métodos

Las estaciones de aforo utilizadas para la caracterización de las hidropuntas están ubicadas aguas abajo de las centrales hidroeléctricas. En el río Ésera la estación de aforo (CHE, A-258) se encuentra aguas abajo de la Central Hidroeléctrica de Campo, que es una central fluyente condicionada por la generación de hidropuntas de la Central de Sesué; mientras que la estación de aforo del río Cinca (RIUS, A-051) se encuentra aguas abajo de la Central Hidroeléctrica de Laspuña. La caracterización de las hidropuntas se realizó mediante el análisis de series de caudales (Q) quinceminutales y mediante estadísticos representativos, calculándose para cada hidropunta siete variables de interés:

- Duración (horas y minutos)
- Volumen (m^3)
- Tasa de incremento ($m^3\ s^{-1}\ h^{-1}$)
- Tasa de reducción ($m^3\ s^{-1}\ h^{-1}$)
- Nº de incrementos de Q en lahidropunta
- Q máximo ($m^3\ s^{-1}$)
- Q medio ($m^3\ s^{-1}$)

Los años hidrológicos se clasificaron como húmedo, seco o medio a partir de las series de Q disponibles: un año es húmedo si su aportación es superior al percentil 25 de excedencia del 25; medio si está comprendido entre los percentiles 25 y 75; y si su aportación anual es inferior al percentil de excedencia 75, (Martínez y Fernández, 2010). En el caso del Ésera se clasificaron los años en función de sus aportaciones anuales en la A-013 (Graus). La caracterización hidrológica de las hidropuntas se ha realizado para los años 2012-13 (húmedo), 2013-14 (medio) y 2015-16 (seco). En el río Cinca se caracterizaron los años hidrológicos 2014-15 y 2015-16, a partir del registro 1959-2016 disponibles en la A-051(Escalona).

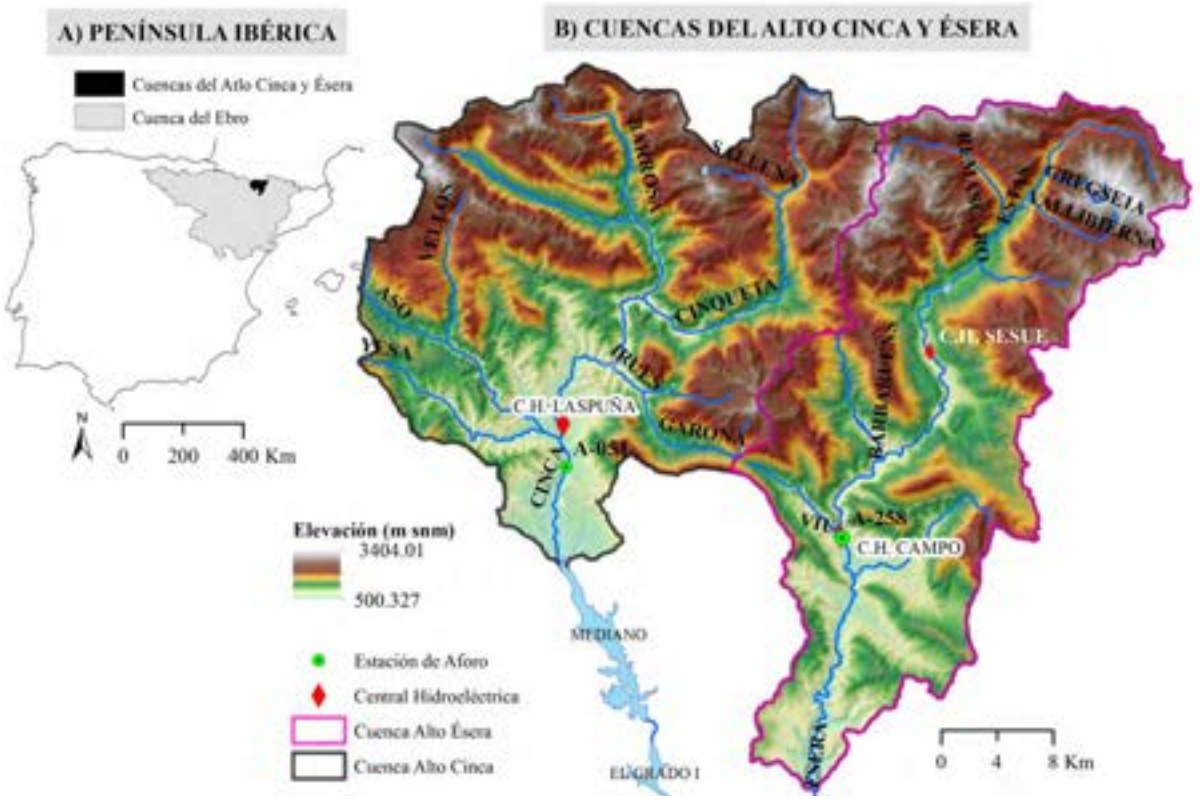


Fig. 1. A) Localización de las cuencas del alto Ésera y Cinca en la península Ibérica. B) Localización de las centrales hidroeléctricas y estaciones de aforo en la cuenca del alto Ésera y Cinca.
Fig. 1. A) Location of the Ebro and upper Ésera and Cinca catchment in the Iberian Peninsula. B) Location of the hydropower plants and the gauging stations in the upper Ésera and Cinca catchment.

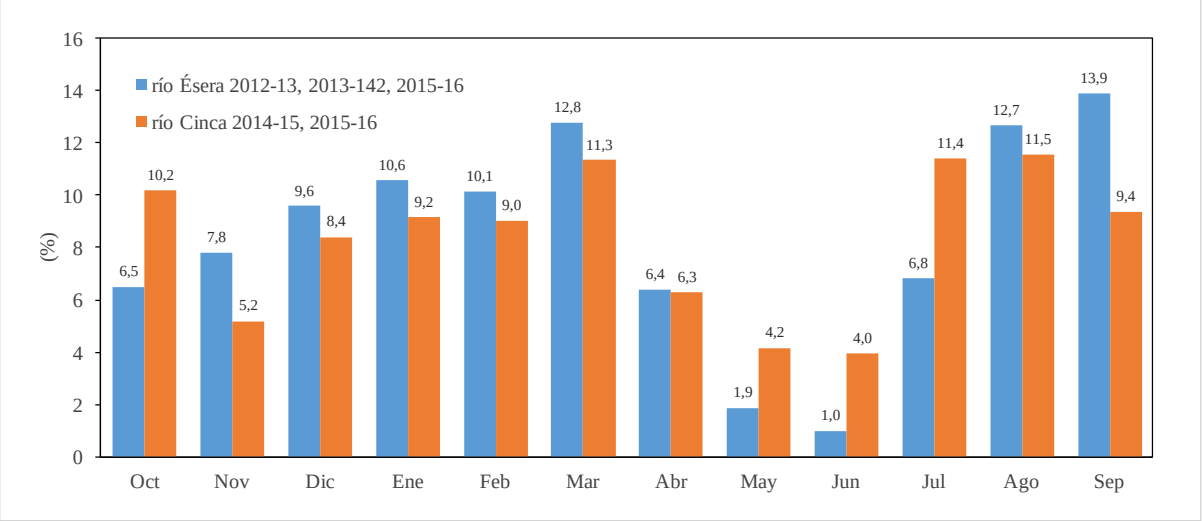


Fig. 2. Distribución mensual de generación de hidropuntas durante los años de estudio en los ríos Ésera y Cinca.
Fig2. Monthly hydropeaking distribution during the study years in the Ésera and Cinca rivers.

Resultados preliminares

Mediante el análisis de los registros quinceminutales de caudal se han identificado y analizado un total de 908 hidropuntas en el Ésera (Tabla 1) y 1464 en el Cinca (Tabla 2).

Analizando la distribución de las hidropuntas a lo largo del año en los dos ríos, se puede apreciar un descenso en la generación de hidropuntas durante la primavera en los meses de abril, mayo y junio (Fig. 2), cuando los caudales circulantes son mayores por la fusión del manto nival.

Comparando los estadísticos medios se puede observar una mayor magnitud de las hidropuntas en el Ésera, tanto en volumen, duración y en tasas de crecimiento y decrecimiento de caudal (Tabla 3).

En general las tasas de incremento y de decrecimiento de caudal ($m^3\ s^{-1}\ h^{-1}$) son 3 y 2 veces más elevadas en el río Ésera que en el Cinca. La duración y volumen de los episodios de hidropuntas son también mayores en el río Ésera siendo 2,5 veces más largas en duración y volumen.

Año hidrológico	Número hidropuntas
2012 – 2013 (húmedo)	256
2013 – 2014 (medio)	359
2015 – 2016 (seco)	293

Tabla 1. Nº de hidropuntas identificadas en el río Ésera
Table1. Number of identified hydropeaks in the Ésera.

Año hidrológico	Número hidropuntas
2014 – 2015 (seco)	777
2015 – 2016 (seco)	687

Tabla 2. Nº de hidropuntas identificadas en el río Cinca.
Table 2. Number of identified hydropeaks in the Cinca.

Variables hidrológicas	*Ésera*	Cinca
Duración (hh:mm)	13:05	5:11
Volumen (m^3)	785232	306036
Tasa incremento maxima ($m^3s^{-1}h^{-1}$)	31,83	11,76
Tasa decrecimento maxima ($m^3s^{-1}h^{-1}$)	-19,63	-9,89
Nº incrementos de caudal en la hidropunta	4,3	1,43
Q maximo (m^3/s)	21,95	19,04
Q medio (m^3/s)	15,56	17,22

Tabla 3. Variables hidrológicas (valores medios).
Table 3. Hydrological variables (mean values).

Los resultados indican que las características de las hidropuntas en el río Ésera para años secos, medios y húmedos no son diferentes, exceptuando la tasa de incremento máxima la cual es 1,5 veces mayor en el año seco comparada con los valores para los años medio y húmedo.

Patrones principales hidropuntas

Río Ésera

Del total de hidropuntas identificadas (Tabla 1) un 14% corresponden al patrón *Front Step* según Fong et al., (2015), representado en la Fig. 3. Este patrón se caracteriza por tener el pico de caudal al inicio del hidrograma para posteriormente descender hasta estabilizarse un tiempo hasta

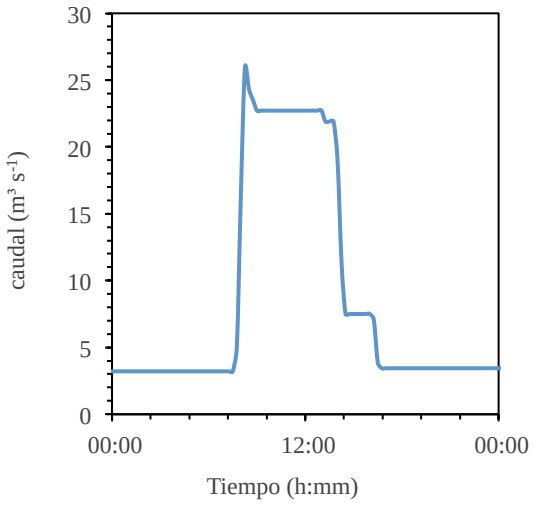


Fig. 3. Patrón de *Front Step* en el río Ésera
Fig. 3. Front Step shape in the River Ésera.

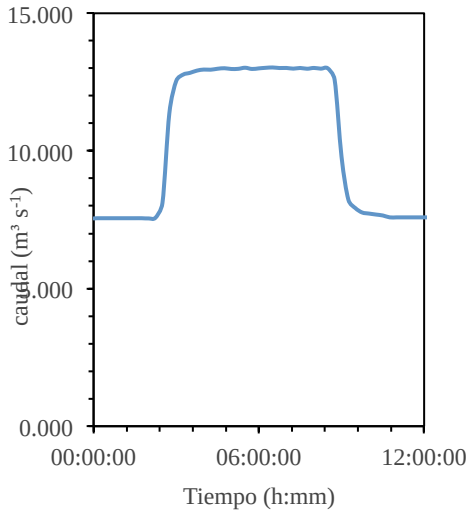


Fig. 4. Patrón de *Tower* en el río Cinca.
Fig. 4. Tower shape in the Cinca river.

llegar el momento de la reducción final. La duración media de la hidropunta es de 12 h, con una tasa media de incremento de Q de 43,6 $m^3s^{-1}h^{-1}$ y de 22,9 $m^3s^{-1}h^{-1}$ de decrecimiento.

Río Cinca

De las 1464 hidropuntas caracterizadas en el río Cinca un 42% corresponden al patrón *Tower* de la Fig. 4. según Fong et al. (2015). Este patrón se caracteriza por un largo período de estabilidad de Q después del fuerte incremento inicial, posterior descenso. La duración media de este tipo de hidropuntas es de 6 h, con tasas de incremento y decrecimiento medias de 9,7 y 8,6 $m^3s^{-1}h^{-1}$, respectivamente.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos MorphSed (CGL2012-36394) y MorphPeak (CGL2016-78874-R), financiado por Ministerio de Economía, Industria y Competitividad y Fondos FEDER. Los autores forman parte del Grupo de Investigación de Dinámica Fluvial-RIUS que es Grupo Consolidado reconocido por la Generalitat de Catalunya (2017 SGR 459). Se agradece el apoyo del CERCA Programme de la Generalitat de Catalunya y la información ofrecida por la Confederación Hidrográfica del Ebro y Acciona

Bibliografía.

Bruder, A., Tonolla, D., Schweizer, S.P., Vollenweider, S., Langhans, S.D. y Wüest, A. 2016. A conceptual framework for hydropeaking mitigation. Sicence of the Total Environment 568: 1204-1212.

Fong, C.S, Yarnell, S.M. y Viers, J.H. 2015. Pulsed flow wave attenuation on a regulated montane river. River research and aplications 32: 1047-1058.

Martínez, C. y Fernández, J.A. 2010. IAHRIS 2.2 Índices de alteración hidrológica en ríos. Manual de referencia metodológica. Universidad Politécnica de Madrid.

Miele, T., Boillat, J.L. y Schleiss, A.J. 2010. Hydropeaking indicators for characterization of the Upper-Rhone River in Switzerland. Aquatic Sciences 73: 171-182.

Moog, O. 1993. Quantification of daily peak hydropower effects on aquatic fauna and management to minimize environmental impacts. Research & Manegement 8:5-14.

Poff, N.L., Allan, J.D., Bain, M.B., Karr, J.R., Prestegaard, K.L., Richter, B.D., Sparks, R.E., Stromberg, J.C. 1997. The natural flow regime: a paradigm for river conservation and restoration. Bioscience 47, 769-784.

Vanzo, D., Zolezzi, G. y Siviglia, A. 2016. Ecohydraulic modelling of the interactions between hydropeaking and river morphology. Ecohydrology 9: 421-437.

Historical soil erosion rates in dehesas of SW Spain

S. Schnabel[1], J. Rubio-Delgado[2] and Á. Gómez-Gutiérrez[1]

[1] *Instituto de Investigación para el Desarrollo Territorial Sostenible. Universidad de Extremadura, Cáceres, Extremadura*
[2] *Departamento de Matemáticas, Universidad de Extremadura, Cáceres, Extremadura*

TASAS HISTÓRICAS DE EROSIÓN DEL SUELO EN DEHESAS DEL SO DE ESPAÑA: Dehesas are agrosilvopastoral systems which have been subject to land use and management changes and water erosion has been reported as an important soil degradation problem. The main objective of the present study is an analysis of the temporal variation of soil erosion, using estimations obtained by applying two complementary methods: the inflection point of trees and ^{137}Cesium. The study was carried out in four farms. Results indicate an increase of soil losses from the second half of the nineteenth century onwards and a further increase corresponds to the twentieth century. Estimated erosion rates for the three defined periods presented significant differences. The similarity between the rates obtained by the two methods used is remarkable, offering mean annual soil losses for the last period between 13.9 to 44.8 t ha^{-1} a^{-1} for the four farms. The maximum value corresponds to a communal property farm with high livestock density as well as rotational cultivation.

Palabras clave: Erosión del suelo, cambios de uso, evidencias botánicas, ^{137}Cesio, dehesas
Key words: Soil erosion, land use change, botanical evidences, ^{137}Cesium, dehesas

Introduction

The dehesas of SW Spain are agrosilvopastoral systems, characterized by two layers of vegetation, a disperse tree cover of broad-leafed evergreen oak species and herbaceous annual plants. They are grazed by domestic animals, mainly cattle, sheep and pigs and have been subject to past changes in land use and management. Previous studies have confirmed the existence of land degradation phenomena in dehesas such as accelerated water erosion, soil compaction and the absence of tree regeneration (Schnabel, 1997; Schnabel et al., 2013; Pulido et al., 2001; Pulido et al., 2016). Large extension of dehesas is characterized by shallow soils on hillsides with low slope angles. Those circumstances raise the hypothesis of soil shallowness being, at least in part, consequence of high erosion rates brought about by an intensification of agricultural and livestock activities during the past century. The main objective of the present study is an analysis of the temporal evolution of soil erosion in dehesas, using estimations of soil loss rates, obtained by applying two complementary methods: botanical evidences (inflection point of tree stems) and the concentration of the radioisotope ^{137}Cesium.

Study sites and methods

The study was carried out in eight dehesa hillsides with clear signs of degradation, located in 4 farms (Fig. 1): Parapuños (P) and Naranjero (N) are private farms, Arroyo (A) is communal land and Buitrera (B) is rented. Table 1 presents information on topography, present land use and management and soil properties. In P and B erosion rates were estimated along three representative hillsides using the inflection point (IP) of holm oaks, as described by Rubio-Delgado et al. (2018). The measurements were carried out at a total of 206 trees, with estimated ages spanning from 35 to 375 years, though 80% of them ranged from 66 to 191 years. The obtained erosion rates are estimates with a measurement error of ±3.2 t ha^{-1} y^{-1} (Rubio-Delgado et al., 2018). The ^{137}Cs method was applied at the same hillsides and, additionally, along four hillsides in N and A. Two reference sites were used, one in a distance of less than 1 km from N and the other one located between P and B. Both sites are located on flat upland surfaces and had not been subjected to grazing and cultivation since 1950. Furthermore, they have similar rainfall amounts, lithology and

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

Study slope	B1	B2	P	N1	N2	A1	A2
Hillside surface (ha)	3.2	2.0	1.7	1.5	2.1	1.0	1.5
Elevation (m)	548	559	385	519	543	370	380
Slope angle (º)	5.4	6.1	4.3	11.9	11.1	6.3	5.8
Annual rainfall (mm)	550	550	515	631	631	510	510
Tree density (tree ha^{-1})	44.1	58.4	22.5	52.5	50.7	25.0	35.0
Livestock type	Sheep, goats, pigs	Sheep, goats, pigs	Sheep	Sheep, pigs	Sheep, pigs	Cattle, horses	Cattle, horses
Animal Unit ha^{-1}	1.17	1.17	1.09	0.54	0.54	0.56	0.56
Tillage (1/years)	No	No	No	1/9	1/9	1/14	1/14
Soil depth (cm)	14.6	19.2	18.0	22.5	31.9	22.0	30.0
Texture	silt loam	loam	silt loam	loam	silt loam	s. loam	loamy s.
Clay (%)	10.3	10.4	12.2	12.9	14.4	4.8	3.9
Silt (%)	53.9	44.4	61.2	48.4	50.1	28.6	21.9
Sand (%)	35.7	45.2	26.7	38.6	35.6	66.6	74.2
Bulk density (g cm^{-3})	1.56	1.59	1.54	1.50	1.60	1.57	1.54
pH (1:2.5)	5.2	5.1	5.5	5.2	5.2	5.6	5.2
Organic matter (%)	2.1	2.1	4.3	2.9	2.9	4.2	2.4

Table 1. Characteristics of the study sites. Information is from year 2012 and soil properties refer to the uppermost 5 cm (OM: organic matter, s: sand. Animal Unit refers to the stocking rate expressed as cattle equivalent.

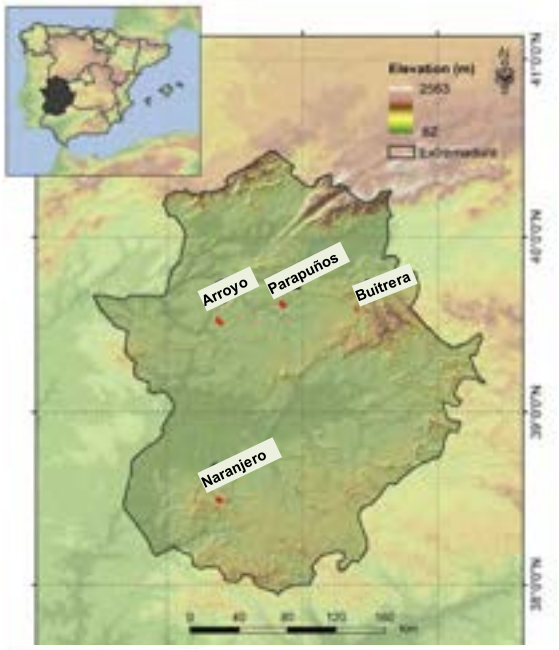


Fig. 1. Location of study areas.

soils as compared to the study sites. Soil samples were taken with an auger in depth intervals of 5 cm. A total of 20 soil profiles were extracted randomly at each study site and each layer mixed. Details of ^{137}Cs laboratory measurements are described in Rubio-Delgado et al. (2017). The estimation of erosion rates was based on the profile depth distribution model (Walling et al., 1993).

The reference year of all data is 2014 and table 2 presents the available data for each site including the hillside position. It must be taken into account that the IP method provides erosion rates for individual tree sites which represent a mean value for the period spanning from tree germination (~ tree age) until 2014. In a previous work Rubio-Delgado et al. (2017) showed that both methods yielded similar erosion rates for the same time period, so that ^{137}Cs data are used in the following as complementary data for farms A and N, where no measurements were carried out using the IP.

Results and discussion

Regarding the results offered by the IP method, soil loss rates exhibited a negative trend with tree ages (Rubio-Delgado et al., 2018). Furthermore, it was possible to recognize in B two moments in which the erosion rates showed a marked increase (with only one moment in P), enabling the definition of the periods presented in table 3, together with the corresponding mean erosion rates.

Hillside	Slope position	Slope angle (º)	IP (n)	^{137}Cs
B1	Shoulder/summit	1.9	56	x
B1	Midslope	6.4	50	x
B1	Midslope	8.9	23	x
B1	Valley bottom	1.0	-	x
B2	Midslope	5.2	24	x
B2	Midslope	6.8	27	x
P1	Midslope	3.7	13	x
P2	Midslope	5.5	13	x
A1	Midslope	6.3	-	x
A2	Midslope	5.8	-	x
N1	Midslope	6.8	-	x
N2	Shoulder/summit	5.4	-	x
N2	Midslope	7.4	-	x

Table 2. Available data of soil loss rates for IP (number of samples) and ^{137}Cs and information on slope position and mean slope angle.

Method	Period	B	P	A	N
137Cs	p4: 1963-2014	27.8	26.7	51.2	13.9
IP	p3: 1898-2014	29.1			
IP	p2: 1881-2014		18.5		
IP	p2: 1831-2014	21.1			
IP	p1: 1677-2014	10.2			
IP	p1: 1639-2014		10.0		

Table 3. Mean soil loss rates at hillslopes in the four farms for the identified periods.

The difference between periods is statistically significant in B (at a 99% CI), though not in P. Erosion rates resulting from ^{137}Cs concentrations are referred to as period 4. It is important to remember that the erosion rates are accumulative, i.e. the rates of the older trees comprise average soil losses since the germination year until the sample year, as illustrated in Figure 2. Giving that erosion of p3>p2>p1, soil loss rates were lower for the period spanning from the beginning of p1 until the start of p2 and so forth. For example, in farm B mean erosion during p1 was 10.2 t ha^{-1}y^{-1} for the period 1677-2014. Considering an average erosion rate for p2 of 21.1 t ha^{-1}y^{-1} the erosion rate between 1677 and 1831 was almost nil (calculated by subtracting total surface lowering from surface lowering of the following period). Similarly, the erosion rate for the second period in B from 1831 until the beginning of p3 in 1898 resulted in an adjusted value of 7.4 t ha^{-1}y^{-1}. In P the adjusted erosion rate for the period 1639 until 1881 was 2.7 t ha^{-1}y^{-1}.

The results obtained by the ^{137}Cs method corresponding to 1963-2014 (p4) amounted to 27.8 t ha^{-1} y^{-1} in B, thus similar to p3 (table 3). In the case of farm P the value of p4 almost doubled the one of p3.

Regarding only the last period, the highest value was observed in farm A and the lowest in N. A is a communal property farm and suffered stocking densities in excess of 1 cattle equivalent animal unit per hectare (AU ha^{-1}) and rotational cultivation until 2003 when the municipality decided to reduce strongly animal numbers and rotation frequency (table 1). Pulido et al. (2016) demonstrated the effect of excessive stocking densities on soil degradation in dehesas, particularly with values higher than 1 AU ha^{-1}, causing soil compaction, high degree of bare ground and erosion.

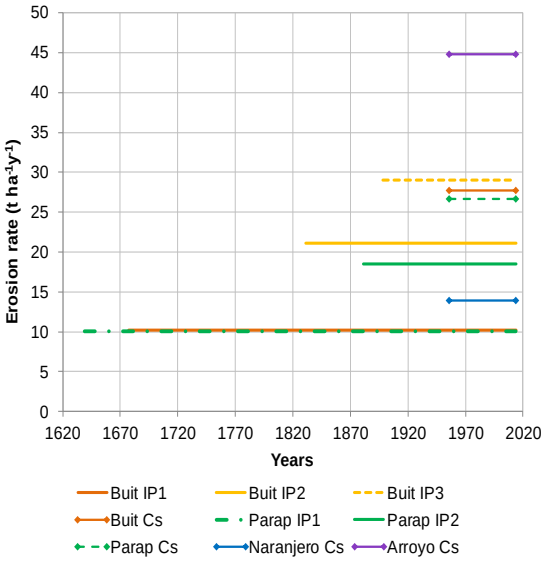


Fig. 2. Soil loss rates, mean of various hillsides in different farms. IP1-IP3 refers to the 3 periods defined using the inflection point, Cs: ^{137}Cs.

Similarly, soil loss rates for p4 were also very high in B and P, when compared to values measured using open plots in a dehesa with similar environmental conditions, but notably lower stocking density and absence of ploughing (Schnabel et al., 2013), offering a mean value of 0.63 t ha^{-1}y^{-1}.

Growing numbers of domestic animals have been described for dehesas in Extremadura and elsewhere, particularly since Spain entered the European Union in 1986 (Escribano et al., 2002). In B and P stocking rates increased from 0.29 to 1.17 AU ha^{-1} and from 0.33 to 1.09 AU ha^{-1}, respectively. However, those high erosion rates are presumably not only related with excessive stocking densities, but also with cultivation.

Large extensions of marginal land were cultivated after the Spanish Civil War, as in case of the four farms studied: In B the whole farm was intensively cultivated until 1960 and in P until the end of the 1970s.

The increase of erosion rates detected in B an P approximately from the middle of the 19th century until the beginning of the 20th century (table 3) cannot be explained with documented information for these particular farms. However, it is known that dehesas suffered deforestation and increased cultivation related with the Civil Confiscation by Mendizábal (Llopis and Zapata, 2001) and

Farm	Slope position	ER (t $ha^{-1}y^{-1}$)
Arroyo	Midslope	44.8
Naranjero	Midslope	13.9
Naranjero	Shoulder	50.0
Parapuños	Midslope	26.7
Buitrera 1	Shoulder	27.5
Buitrera 1	Valley bottom	68.1
Buitrera 1	Midslope	24.3
Buitrera 2	Midslope	30.2

Table 3. Mean soil loss rates in different farms and slope positions, obtained using ^{137}Cs.

further expansions of cultivation and the introduction of the moldboard plow were reported for the beginning of the 20th century (Linares and Zapata, 2001).

The fact that large extensions of dehesas had been plowed leads to the assumption that not only water erosion, but also tillage erosion could be responsible of such high soil losses. Tillage operations have been reported to produce the downslope movement of soil material (e.g. Lindstrom et al.,1992).

Table 4 includes data of erosion rates for different hillslope positions, being remarkable the high values for the shoulders, particularly in N with 50 t $ha^{-1}y^{-1}$ as compared to the midslope with 13.9 t $ha^{-1}y^{-1}$. Such high soil losses are difficult to explain by water erosion alone giving the low slope angle and the short distances.

It can be concluded that estimated erosion rates for the four defined periods presented notable differences, indicating an increase of soil losses from the second half of the nineteenth century onwards until present time. Historical soil losses in dehesas are presumably related with water erosion as well as tillage erosion. Further studies and a larger dataset are necessary for explaining the complex interrelations. Present and past erosion rates were not sustainable, particularly considering the current shallowness of the soils.

Acknowledgements

Funding was granted by the Spanish Ministry of Science and Innovation (CGL2011-23361).

References

Escribano, M., A. Rodríguez de Ledesma, F.J., Mesías, F.P., 2002. Niveles de carga ganadera en las dehesas de Extremadura. Archivos de Zootecnia 51, 315-326.

Lindstrom, M.J., Nelson, W.W., Schumacher, T.W., 1992. Quantifying tillage erosion rates due to moldboard plowing. Soil Tillage Research. 24, 243–255.

Llopis E., Zapata S., 2001. El Sur del Sur. Extremadura en la era de la industrialización. In Germán, L., Llopis, E., Maluquer de Motes, Zapata, S. (Eds.): Historia económica regional de España, siglos XIX y XX. Crítica, Barcelona, 271-298.

Pulido, F.J., Díaz Sebastián, M. Hidalgo de Trucios, J., 2001. Size structure and regeneration of Spanish holm oak (*Quercus ilex*) forests and dehesas: effects of agroforestry use on their long-term sustainability. Forest Ecology and Management, 146, 1-13.

Pulido, M., Schnabel, S., Lavado Contador, J.F., Lozano-Parra, J., González, F., 2016. The impact of heavy grazing on soil quality and pasture production in rangelands of SW Spain. Land Degradation and Development 29, 219-230.

Rubio-Delgado, J., Guillén, J., Corbacho, J.A., Gómez-Gutiérrez, Á., Baeza, A., Schnabel, S. 2017. Comparison of two methodologies used to estimate erosion rates in Mediterranean ecosystems: ^{137}Cs and exposed tree roots. Science of the Total Environment. 605-606, 541-550.

Rubio-Delgado, J., Schnabel, S., Gómez-Gutiérrez, Á., Sánchez-Fernández, M. 2018. Estimation of soil erosion rates in dehesas using the inflection point of holm oaks. Catena 166, 56-67.

Schnabel, S., 1997. Soil erosion and runoff production in a small watershed under silvopastoral landuse (Dehesas) in Extremadura, Spain. Geoforma Ediciones, Logroño, Spain, 167 pp.

Schnabel, S., Dahlgren, R.A., Moreno-Marcos, G., 2013. Soil and water dynamics, Mediterranean Oak Woodlands Working Landscapes. In Campos, P., Huntsinger, L., Oviedo, J.L., Starrs, P.F., Díaz, M., Standiford, R.B., Montero, G. (Eds.): Mediterranean Oak Woodlands Working Landscapes. Landscapes Series 16, Springer, New York, 91-121.

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. UK Overseas Development Administration Research Scheme R4579, Department of Geography, University of Exeter, Exeter, United Kingdom, 196pp.

Procesos geomorfológicos recientes deducidos a partir de la micromorfología de suelos y costras superficiales

A. Solé-Benet[1], S. Chamizo[2], E. Rodriguez-Caballero[1], Y. Cantón[2], R. Lázaro[1] y A. Calvo[3]

[1] *Estación Experimental de Zonas Áridas, CSIC, La Cañada de San Urbano, Almería, Andalucía*
[2] *Departamento de Agronomía, Universidad de Almería, La Cañada de San Urbano, Almería, Andalucía*
[3]*Departament de Geografia, Universitat de València, València, País Valencià*

RECENT GEOMORPHIC PROCESSES THROUGH SOIL MICROMORPHOLOGY AND SOIL SURFACE CRUSTS: Many research papers about the Geomorphology, Soils, Regoliths and Soil Surface Crusts from the Tabernas badlands, Almeria, SE Spain, have allowed knowing the hydrological behavior of this arid/semiarid region. Previous studies have found that almost all surfaces are covered by different types of soil surface crusts: those oriented towards S, SW, and W have very thin structural and depositional crusts indicating fast slope evolution. Those oriented towards N, NE, and E are covered by lichens, mosses and cyanobacteria indicating an apparent slope stability enhanced by the colonization of sparse shrubby vegetation. However, such stability might be only ephemeral given the results provided by soil thin sections from biocrust-covered areas. They show layers of buried fragmented lichens and cyanobacterial crusts up to 5 cm deep. At deeper lengths some fragments of biocrusts might also be interpreted as textural features resulting from illuviation. The relationships of these buried soil crusts and the present surface roughness are discussed.

Palabras clave: biocostra, árido-semiárido, hidrología, lámina delgada, rugosidad superficial.
Key words: biological soil crust, arid-semiarid, hydrology, thin section, surface roughness.

Introducción

Diversos estudios sobre las superficies encostradas de los suelos y regolitos de los badlands de Tabernas, Almería, llevados a cabo en los últimos 27 años han permitido conocer el comportamiento hidrológico y erosivo de esta zona árida-semiárida (Calvo et al., 2014). La presencia de costras superficiales tanto físicas como biológicas es uno de los rasgos más característicos de estos badlands, donde llegan a cubrir más del 80% de la superficie del suelo. Las costras biológicas, que cubren ≥50% de la superficie, han llamado la atención de numerosos científicos por las implicaciones que tienen en la Ecología e Hidrología de la zona. Al igual que la vegetación, las biocostras exhiben rangos de composición y biomasa que dependen de las condiciones microclimáticas y geomorfológicas de estos badlands. Por su representatividad en la zona distinguimos varios tipos de biocostras según estén dominadas por cianobacterias, por líquenes o por musgos. Su distribución sigue unos patrones definidos. Las cianobacterias (soportan elevadas insolaciones porque son muy eficientes en sintetizar pigmentos protectores como la scytonemina), colonizan las geoformas de tipo deposicional con escasa pendiente y alta estabilidad (LSF moderado). Las biocostras de líquenes dominan las laderas N y N-E, con mayor pendiente y menor insolación potencial. Dentro de estas laderas, su cobertura es mayor en las partes altas donde la captación de agua de escorrentía y su disponibilidad en el suelo son menores, lo que limita la cubierta de plantas vasculares.

Solé-Benet et al (1997), Cantón (1999), Lázaro et al (2000, 2008) y Cantón et al (2003) publicaron los primeros datos sobre costras biológicas, micromorfología de suelos e hidrología superficial de la zona, pero el escaso número de casos o eventos estudiados solo permitió establecer las bases del importantísimo papel de las costras superficiales. Estudios ulteriores, muchos más años de monitorización de campo y cuatro tesis doctorales permitieron un avance significativo (Chamizo et al., 2012; Rodriguez-Caballero et al., 2013, 206; Lázaro y Mora, 2014, entre otros). Ahora, una síntesis del análisis de 88 láminas delgadas estudiadas durante el periodo 1991-2016 permite, gracias una mayor representatividad, avanzar en el conocimiento de los procesos edáficos y geomorfológicos que se producen en estos badlands.

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

Materiales

Los suelos estudiados proceden de diversos inventarios llevados a cabo entre 1990 y 2016 entre los que destacan los tipos de superficies representativas y perfiles completos de suelos de la zona de badlands del desierto de Tabernas (El Cautivo: 37.0109° N, 2.4391° W) (Cantón et al., 2003), costras minerales y biológicas y su substrato hasta una profundidad entre 5 y > 50 cm y los tipos de costras biológicas y su perturbación experimental en 2007, muestreadas en 2016 (Chamizo et al, 2012).

Métodos

Para conseguir láminas delgadas de suelo de 30 mm de espesor y formato intermedio (75 x 50 mm) primero hay que tomar muestras orientadas de suelo no perturbado en el campo mediante cajas de Kubiena metálicas (90 x 55 x 45 mm). Una vez secas, las muestras se impregnan en condiciones de vacío parcial (hasta 50 mbar) con una resina poliéster no saturada a la que se ha incorporado un compuesto acelerador y otro catalizador. Una vez polimerizada la resina, el bloque consolidado se corta en rebanadas de 90 x 55 x 10 mm a partir de las cuales se fabrican las láminas delgadas con los métodos y maquinaria usados en Petrología. Las observaciones y fotografías se hicieron con un microscopio petrográfico Olympus BX-50 acoplado a una cámara fotográfica Canon D-60 y a un PC.

Los métodos usados para conocer la hidrología de la zona incluyen simulaciones de lluvia sobre superficies representativas, largas series de datos de parcelas de campo con lluvia natural y 20 años de monitorización de 4 cuencas anidadas que incluyen todas las superficies (Rodriguez-Caballero et al., 2018).

Resultados

En El Cautivo, las costras físicas de tipo estructural (Bresson y Boiffin, 1990) caracterizan la mayoría de superficies desnudas de laderas orientadas al S, SW y W, con pendientes promedio superiores a los 30º y tasas de infiltración < 5 mm h^{-1} y tasas promedio de erosión anual de 7 t ha^{-1} pero años con máximos > 50 t ha^{-1}. Están formadas por una fina y continua capa de partículas que el proceso de salpicadura deja sobre la superficie. Debajo de ellas puede encontrarse un nivel de pequeñas vacuolas circulares. En condiciones secas se agrietan por lo que la siguiente lluvia se infiltra por las grietas hasta su cierre. El agua de las salpicaduras y/o de escorrentía cargada de partículas, puede dar lugar a acumulaciones limosas, laminadas o no, en esas grietas. Todo ello es indicativo de una dinámica erosiva fuerte cuyas causas hidrológicas están bien explicadas en Rodriguez-Caballero et al (2018). Las costras físicas deposicionales (Bresson y Boiffin, 1990) se caracterizan por varias capas compactas de partículas de igual o diferente granulometría pudiendo contener pequeñas vacuolas circulares (Evenari et al, 1974). Tienen tasas de infiltración y erosión similares a las estructurales. Son frecuentes en los parteaguas planos y desnudos que separan laderas de fuerte pendiente, así como en las partes bajas con escasa pendiente en laderas orientadas al S, SW y W. Suelen indicar depósitos recientes formados a partir de la erosión aguas arriba. Son fácilmente erosionables (Bresson y Boiffin, 1990).

Las costras biológicas (Belnap and Lange, 2003 del Cautivo son típicas de laderas orientadas al N, NE y E (Lázaro et al, 2000) y consideradas como protectoras de los suelos y regolitos subyacentes. Estas costras aumentan la rugosidad superficial y la porosidad del suelo, mejoran la infiltración, sobre todo durante los eventos de baja intensidad (Rodriguez-Caballero et al., 2013). Además, en numerosas simulaciones de lluvia (Solé-Benet et al., 1997; Chamizo et al., 2012; Lázaro y Mora, 2014) y durante > 20 años de medidas en condiciones de lluvia natural hemos visto que las tasas de erosión sobre estas superficies son hasta 10 veces menores que las observadas en suelo desnudo o en suelos donde se ha eliminado la biocostra. Sin embargo, estas costras son muy sensibles a la actividad antrópica, y acciones como el pisoteo pueden destruirlas aumentando las tasas de erosión considerablemente durante los siguientes eventos de lluvia. Algunas de estas costras tienen un extraordinario poder de re-



Fig. 1. Líquenes pisados en 2007 y en proceso de regeneración desde entonces (ver fragmentos en la superficie). Se observan revestimientos organominerales en macroporos indicando conexión con la superficie. Imagen de 7,5 cm x 4,5 cm (polarizadors paralelos).
Fig. 1. Trampled lichens under regeneration since 2007 (observe fragments at the surface). Organo-mineral coatings in macropores indicate a connection with the surface. Image 7.5 cm x 4.4 cm (parallel polarizers).

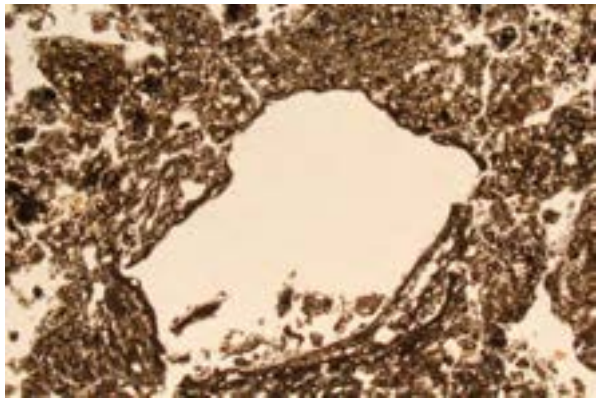


Fig. 3. Detalle de la Fig 1 en donde se observan revesitimientos organominerales indicando conexión con la superficie. Es fácil confundir estos depósitos con costras de cianobacterias enterradas. Imagen de 3,3 mm x 2,2 mm (polarizadores paralelos).
Fig. 3. Detail of Fig 1 where we can observe organo-mineral coatings indicating a connection with the soil surface. It is easy to mistake these coatings with buried cyanobacteria crusts. Image 3.3 mm x 2.2 mm (parallel polarizers).

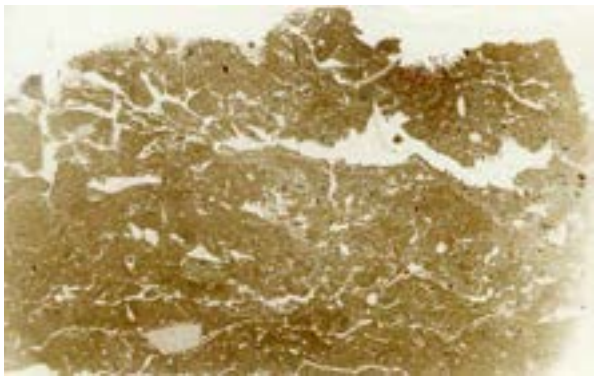


Fig. 2. Talud N con cobertura total de líquenes y/o cianobacterias. Líquenes y capas enterradas de cianobacterias que a veces se confunden con acumulaciones texturales. Imagen de 7,5 cm x 5 cm (polarizadores paralelos).
Fig. 2. North-oriented slope totally covered by lichens and cyanobacteria. Buried lichens and cyanobacteria layers might be mistaken by coatings of textural accumulations. Image 7.5 cm x 5 cm (parallel polarizers).

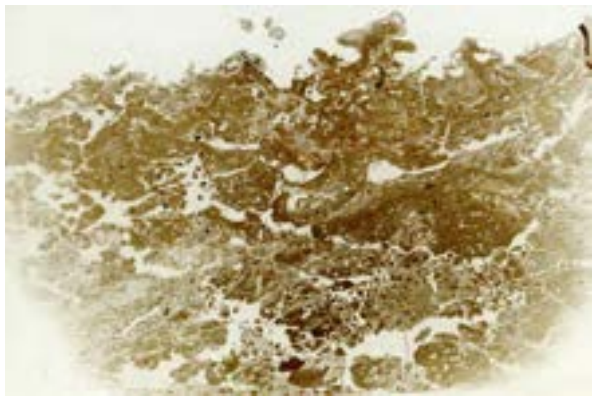


Fig. 4. Lámina delgada paralela a una superficie inclinada unos 20º mostrando líquenes en superficie y varios niveles de costras incipientes enterradas. Imagen de 7,5 cm x 5 cm (polarizadores paralelos).
Fig. 4. Thin section parallel to a 20° sloped surface showing several layers of buried incipient biocrusts. Image 7.5 cm x 5 cm (parallel polarizers).

generación y unos pocos años después del experimento de pisoteo y eliminación se ha comprobado su regeneración parcial casi siempre precedida por la formación de biocostras de cianobacterias antes del crecimiento de líquenes (Fig. 1).

Las láminas delgadas procedentes de muestreos de estas zonas en 2016 han permitido ver que algunas costras enterradas por pisoteo son muy parecidas a las de suelos naturales que aparecen en algunas laderas (Fig 2).

Sin embargo, a veces es difícil distinguir entre biocostras incipientes ente-rradas y acumulaciones texturales (proce-dentes de la circulación de aguas cargadas con partículas desde la superficie). En general se ha observado una relación entre la pendiente y la rugosidad superficial de las costras, indicador de la deformación de la superficie del suelo por acción de la gravedad (talus creep) gracias al incremento de la plasticidad con la saturación; en estas condiciones se facilita la curvatura, fragmentación y posterior enterramiento de las costras como también indican Hu et al (2003) en China (loess) y Williams et al (2012) en el desierto Mojave. Pero se descarta una posible influencia de

pisoteo por ganado al no haberse observado en los últimos 30 años.

En estas condiciones de humedad es muy posible que puedan enterrarse todo tipo de biocostras (Fig 4). Su incorporación al suelo se observa incluso a profundidades mayores de 5 cm, si bien es muy difícil asegurar que las más profundas no sean simples acumulaciones limosas procedentes de "iluviación" desde la superficie.

Conclusiones

La micromofología de las costras minerales de las caras S y W de los badlands de Tabernas confirman la dinámica erosiva de estas laderas. En cambio las costras biológicas de las laderas N y E sufren enterramientos periódicos que indican una dinámica erosiva recurrente no relacionada con pisoteo pero si con coladas de lodo en condiciones de saturación.

Bibliografía

Belnap, J., Lange, O.L. (eds). 2003. *Biological Soil Crusts: Structure, Function and Management,* Springer–Verlag: Berlin, Heidelberg.

Bresson, L.M., Boiffin,J. 1990. Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field. Geoderma 47:301-325.

Calvo, A., Harvey, A., Alexander, R., Cantón Y., Lázaro, Solé-Benet, A., Puigdefábregas, J. 2014. Badlands in the Tabernas Basin, Betic Chain. En F. Gutiérrez y M. Gutiérrez (eds.), Landscapes and Landforms of Spain, World Geomorphological Landscapes. Springer-Verlag.

Cantón, Y., Solé-Benet, A., Lázaro, R. 2003. Soil-geomorphology relations in gypsiferous materials of the Tabernas desert (Almeria, SE Spain) *Geoderma*, 115: 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.

Evenari, M., Yaalon, D.H., Guttermann, Y. 1974. Note on soils with vesicular structure in deserts. Z. für Geomorphol 18:162–172.

Hu, C., Zhang, D., Huang, Z. et al. 2003. The vertical microdistribution of cyanobacteria and green algae within desert crusts and the development of the algal crusts. Plant Soil 257(1):97–111.

Lázaro, R., Alexander, R.W., Puigdefabregas, J. 2000. Cover distribution patterns of lichens, annuals and shrubs in the Tabernas Desert, Almería, Spain. In *Vegetation Mapping: From Patch to Planet,* Alexander RW, Millington AC (eds). Wiley: Chichester; 19–40.

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 badland (SE Spain) and its landscape effects. Geomorphology 102:252–266.

Lazaro, R., Mora J.L. 2014. Sediment content and chemical properties of water runoff on biocrusts in drylands. *Biologia*, 69 (11): 1539 - 1554

Rodrıguez-Caballero, E., Cantón, Y., Chamizo, S. et al. 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., Lázaro, R., Solé-Benet, A. 2014. Cross-scale interactions between surface components and rainfall properties. Non-linearities in the hydrological and erosive behaviour of semiarid catchments. J.H*ydrol.* 517, 815-825.

Rodriguez-Caballero, E., Cantón, Y., Lázaro, R., Puigdefábregas, J, Solé-Benet A. 2018. Long-term hydrological monitoring in arid-semiarid Almería, SE Spain. What have we learned? Cuadernos de Investigación Geográfica, 44 (nº especial): 1-16 (en prensa).

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.

Williams, A.J., Buck, B.J., Beyene, M.A. 2012. Biological crusts in the Mohmave desert, USA: micromorphology and pedogenesis. S.S.S.A.J., 76: 1685-1695.

Controles sobre el transporte de gravas fluviales: ¿qué nos cuentan los datos de cantos marcados?

D. Vázquez Tarrío[1], A. Recking[2], F. Liébault[2] y R. Menéndez Duarte[1, 3]

[1] *INDUROT, Universidad de Oviedo, Mieres, Asturias*
[2] *UR ETNA, IRSTEA. Saint Martin d'Hères, Francia*
[3] *Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Oviedo, Asturias*

CONTROLS ON FLUVIAL GRAVEL TRANSPORT: WHAT DO TRACER DATA TELL?: The downstream propagation of gravels is one of the main components of the bed load. Fluvial geomorphologists have traditionally studied this question by means of the tracer technique, which consists in using tagged stones ('tracers) to track the movement of individual clasts along the streambed. In this work, a large data set from roughly 100 transport episodes studied with tracers in gravel-bed rivers has been compiled from 15 previously published scientific papers. We analysed this data and observed that, while the hydraulic forcing is a major control on gravel transport, the average travel distances also show some scale dependence on channel morphology. Our analysis also highlights the importance that bed state may have on gravel mobilization.

Palabras clave: Carga de fondo, Transporte de sedimento, Ríos de gravas, Trazadores
Key words: Bed load, Sediment transport, Gravel-bed rivers, Tracers

Introducción

El transporte de sedimento como carga de fondo es un componente fundamental del funcionamiento geomorfológico de los ríos de lecho grueso. Desde un punto de vista cuantitativo, representa un porcentaje nada desdeñable del material sólido total que transita anualmente por el canal fluvial. Y desde un punto de vista cualitativo, contribuye enormemente a definir la morfología del cauce.

Clásicamente, el transporte como carga de fondo ha sido puesto en relación con la fricción que el agua en movimiento ejerce sobre las partículas del fondo. Por ello, puede ser considerado como un fenómeno físico "a umbral" (*threshold process*): la mayor parte del tiempo, el sedimento del lecho está prácticamente inmóvil, hasta que, una vez alcanzado un valor crítico de la fricción sobre el fondo, la estructura del lecho se desestabiliza y comienza la movilización de la carga de fondo. Para valores de caudal superiores al crítico, la intensidad del proceso se incrementa con el valor del caudal. En este sentido, han sido propuestas una gran variedad de relaciones funcionales entre la carga de fondo y el caudal, generalmente considerando que la magnitud de las fuerzas hidráulicas constituye un control principal sobre la intensidad del transporte de sedimento.

Una de las técnicas utilizadas para obtener datos de campo de los procesos de carga de fondo es la utilización de cantos y gravas marcados ("trazadores"), que, una vez dispuestos sobre el lecho de río, permiten determinar el desplazamiento experimentado por los mismos durante episodios de fuerte descarga. De este modo, se consigue "trazar" el movimiento de partículas individuales del lecho y los datos así obtenidos deberían de reflejar la influencia de diferentes factores sobre la magnitud de transporte de las gravas fluviales. Sin embargo, revisiones de datos de campo obtenidos con clastos marcadores, como la recientemente realizada por Hassan y Bradley (2017), ponen de manifiesto una gran dispersión en los datos disponibles, de modo que, para las mismas condiciones hidráulicas podemos tener variaciones de hasta un orden de magnitud en la intensidad de transporte. Esto sugiere la existencia de otros controles distintos a los estrictamente hidráulicos sobre la carga de fondo, tales como las estructuras sedimentarias del lecho (Venditti et al., 2017) o los elementos morfológicos del canal (Francalaci et al., 2012, Recking et al., 2016), que no aparecen reflejados en el análisis.

En el presente trabajo, hemos recopilado una amplia base de datos de estudios que han

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

utilizados clastos marcados en el lecho de ríos de gravas, con el objetivo de determinar la influencia relativa de la hidráulica, la morfología del canal fluvial y otros controles sobre la distancia de dispersión. La idea es comparable a la del trabajo ya citado de Hassan y Bradley (2017), pero se propone un análisis más extenso de los datos, considerando la influencia de una gama más amplia controles sobre la magnitud de transporte de las gravas fluviales.

Métodos

Base de datos

La base de datos utilizada en este trabajo fue construida a partir de información sobre experimentos de campo con trazadores recopilada de la literatura. Inicialmente, se recopilaron resultados de 217 episodios de transporte llevados a cabo en 30 ríos de gravas y publicados en 33 artículos científicos entre 1970 y 2016. Con el objetivo de evitar que nuestro análisis se viera sesgado por problemas vinculados a diferencias en la calidad de los datos, decidimos centrarnos únicamente en aquellos estudios donde las tasas de recuperación de trazadores fuesen superiores al 75%. Para cada estudio, extrajimos información sobre el tramo de estudio (anchura, pendiente, morfología del canal, granulometría) y el experimento realizado (magnitud y duración de la crecida, tasas de recuperación, distancias de dispersión).

Análisis de datos e hipótesis de partida

Hemos clasificado cada caso de estudio en función de la morfología del canal: *plane-bed* (PB), *step-pool* (SP), *rifle and pool* (RP) y *braided* (MT). Asimismo, establecimos una distinción entre aquellos datos correspondientes a los primeros desplazamientos de los trazadores después de haber sido sembrados, y aquellos correspondientes a segundos y ulteriores desplazamientos (Vázquez-Tarrío et al., en revisión). En el primer caso, los trazadores reposan directamente sobre la superficie del lecho y aún no han tenido tiempo para ser "incorporados" a las estructuras del mismo.

En trabajos previos ya citados, los datos analizados han sido de variables dimensionales, lo que puede inducir a que simples diferencias de escala enmascaren los efectos debidos a la morfología del canal, ocultando las verdaderas tendencias geomorfológicas presentes en los datos. Nuestra hipótesis de partida es la siguiente: mediante la utilización de variables no dimensionales, se pueden reducir bastante los efectos de escala y sacar a la luz posibles signaturas morfológicas sobre las distancias de dispersión. Así, hemos decidido caracterizar tanto la magnitud de la crecida como la distancia de transporte de los trazadores en términos no dimensionales. Para la magnitud de la crecida hemos utilizado la versión no dimensional de la potencia hidráulica propuesta por Eaton y Church (2013), que proponen utilizar la potencia hidráulica normalizada por el peso de la partícula. Para las distancias de transporte, hemos utilizado la distancia media de dispersión de los trazadores, normalizada por la longitud de la unidad morfológica básica: la anchura de canal en canales PB, la distancia entre dos pozas consecutivas en canales SP, la distancia media entre dos barras o dos rápidos en canales RP y la distancia media entre las confluencias de brazos secundarios en canales MT.

Resultados y discusión

Influencia de la magnitud de la crecida

Hemos encontrado una débil, aunque estadísticamente significativa, correlación entre la magnitud de la crecida y la distancia de dispersión de los trazadores (R^2=0.20, p-valor <0.05). Nuestra figura indica que la distancia de transporte aumenta con la potencia de las fuerzas hidráulicas impuestas sobre el lecho (Fig. 1 y 2).

No resulta sorprendente encontrar una correlación positiva entre la distancia de transporte y el caudal, habida cuenta que esto viene siendo mostrado desde los orígenes mismos del estudio científico del transporte de sedimento. Sin embargo, la fuerte dispersión en los datos, sugiere la existencia de otro tipo de controles sobre la dispersión del sedimento.

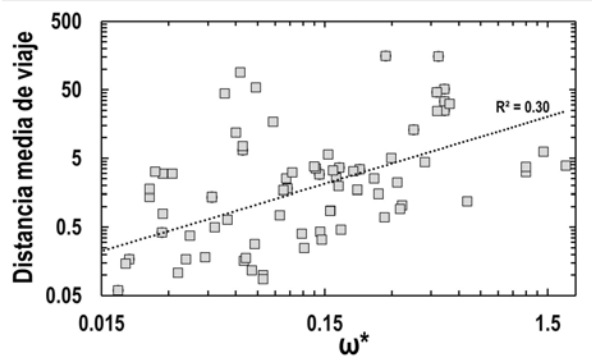


Fig. 1. Distancia media de propagación del sedimento (normalizada por las dimensiones de la unidad morfológica básica del canal) frente a la potencia hidráulica no dimensional.
Fig. 1. Mean tracer travel distances normalized by the 'morphological length' of channel versus dimensionless peak stream power for the compiled data.

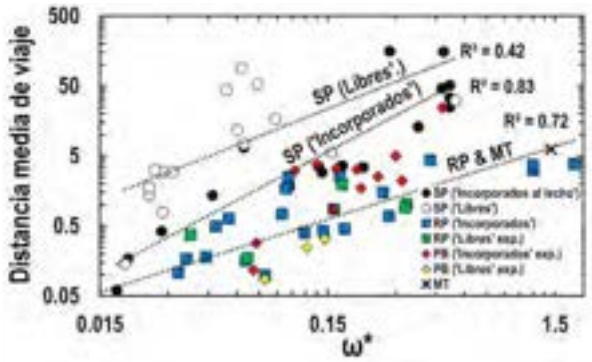


Fig. 2. Distancia media de propagación del sedimento (normalizada por las dimensiones de la unidad morfológica básica del canal) frente a la potencia hidráulica no dimensional. La fuerza de la correlación aumenta cuando los datos se segregan de acuerdo a la morfología.
Fig. 2. Mean tracer travel distances normalized by the 'morphological length' of channel versus dimensionless peak stream power for the compiled data. Strength of correlation increases when data are segregated according to channel morphology.

Influencia de la duración de la crecida

En principio, la cantidad de desplazamiento experimentada por una partícula del lecho dependerá no solo de la magnitud de la crecida, sino también de su duración: para el mismo valor de caudal, podríamos esperar mayores desplazamientos para una crecida más larga. Para separar los efectos de la magnitud de la crecida de los de su duración, decidimos definir el siguiente índice: la relación entre la potencia hidráulica y la distancia de dispersión, que nos aporta un "proxy" de la cantidad de energía que necesitamos para desplazar los trazadores un metro. Representamos este índice frente a la duración de la crecida (Fig. 3). Podemos observar como la cantidad de energía necesaria para desplazar los trazadores decrece potencialmente con la duración de la crecida. Es interesante observar como los datos de primeros desplazamientos aparecen bien segregados de los restantes, poniendo en evidencia el importante papel que juega la estructuración del lecho sobre la movilidad de las gravas fluviales: en aquellos experimentos donde los trazadores descansan directamente en la superficie y aún no están mezclados con el lecho, su desplazamiento muestra demandas de energía un orden de magnitud inferiores.

Influencia de los controles morfológicos

Cuando las distancias de transporte están normalizadas por la distancia morfológica básica, la fuerza de la correlación se incrementa. Esto apunta ya al papel que la morfología del canal parece jugar a la hora de determinar la escala espacial de la dispersión del sedimento. De hecho, la figura 2 ilustra cómo, para condiciones hidráulicamente equivalentes, el sedimento es transportado en general más lejos en canales SP que en el resto de morfologías. En canales PB y RP las distancias de transporte son, por término medio, un orden de magnitud más reducidas que en sistemas SP. Asimismo, en canales SP la distancia de dispersión se incrementa con la potencia de ~2 de las fuerzas hidráulicas. Por el contrario, en canales RP se incrementan con la potencia de ~1 (Fig. 2). Esto sugiere que las diferencias entre los dos estilos morfológicos se incrementan con la importancia de la crecida. Todo lo anterior apunta a lo mismo:

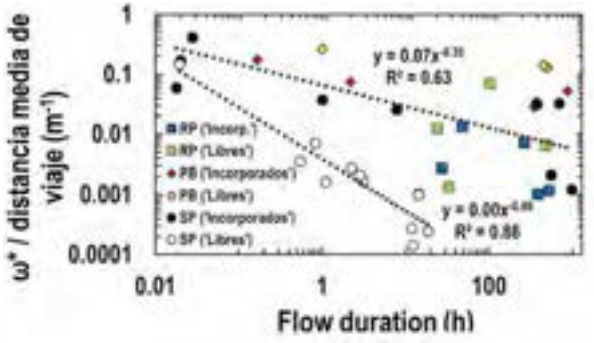


Fig. 3. Relación entre la potencia hidráulica y distancia media de viaje de los trazadores, representada frente a la duración de la crecida.
Fig. 3. The ratio of dimensionless peak specific stream power to travel distance plotted against flow duration.

los canales RP son una trampa más eficiente para las gravas en desplazamiento que el par "step-pool". Por otro lado, es interesante observar la importante segregación que se observa entre datos de trazadores "libres" y trazadores "incorporados" al lecho en canales SP. Esto podría indicar que en estos sistemas se pueden dar situaciones donde el canal tiene suficientemente energía para desplazar el sedimento, pero no para romper las estructuras del lecho. En esta situación, potenciales aportes alóctonos de sedimento fino podrían transitar sin apenas interacción con el lecho. Esta situación es similar al concepto de "carga de fondo errante" (*travelling bedload*) descrita recientemente para canales SP por Piton y Recking (2017).

Consideraciones finales

El caudal líquido constituye, sin duda, el mayor control sobre la dispersión de las gravas fluviales. Sin embargo, nuestro análisis indica cómo una cantidad bastante significativa de variabilidad en los datos disponibles en la literatura no puede ser explicado exclusivamente por los controles hidráulicos. La morfología del canal juega un papel muy importante, junto con las estructuras del lecho. Nuestro análisis sugiere la existencia de signaturas morfológicas en las distancias de viaje del sedimento durante crecidas y una mayor eficacia como trampa de sedimento de las morfologías RP frente a las SP.

Creemos que estos resultados tienen importantes implicaciones de cara al diseño de futuros experimentos. Primero, porque la práctica habitual en muchos estudios de trazadores ha sido ignorar los primeros desplazamientos. Sin embargo, estos datos tienen un fuerte potencial para aportar información geomorfológicamente relevante. Por otro lado, operadores inexpertos se encuentran con numerosas dudas cuando se enfrentan por vez primera al método: ¿cuál es una distancia de muestreo razonable? ¿en qué partes del canal resulta debemos centrar los esfuerzos? Nuestros resultados pueden aportar indicaciones útiles. Por último, nuestro análisis bibliográfico muestra una ausencia grave de estudios con trazadores en ríos braided. Estos ríos son normalmente muy anchos y fuertemente dinámicos, lo que dificulta la utilización de esta técnica.

Finalmente, existen implicaciones de tipo operacional en nuestros resultados. Los estudios de carácter aplicado sobre la carga de fondo se han centrado casi exclusivamente en la predicción cuantitativa de los volúmenes de sedimento desplazados. En cambio, otros factores como la predicción de la distancia o velocidad de dispersión han sido ignorados. Sin embargo, conocer la distancia de dispersión de una "ola" de sedimento puede ser más importante que la predicción de los volúmenes en numerosos trabajos aplicados. Por ejemplo, en el marco de trabajos de re-inyección de sedimento (*gravel augmentation*), dónde conocer a qué ritmo se va a propagar el sedimento inyectado es muy importante de cara al buen dimensionamiento de la operación de reinyección. Creemos que nuestros resultados aportan elementos útiles para avanzar en la predicción de las distancias de dispersión del sedimento en ríos de lecho grueso.

Agradecimientos
El presente trabajo ha sido posible gracias al apoyo económico de las ayudas ACA14-30 y ACB17-44, cofinanciadas por el programa post-doctoral 'Clarin' - FICYT (Gobierno del Principado de Asturias) y el programa Marie Curie Cofund. También gracias al proyecto RIVERCHANGES-CGL2015-68824-R (MINECO/FEDER, UE).

Referencias

Eaton B y Church M. 2011. A rational sediment transport scaling relation based on dimensionless stream power. Earth Surface Processes and Landforms, 36 (7), 901-910.

Francalanci S, Solari L, Toffolon M y Parker G. 2012. Do alternate bars affect sediment transport and flow resistance in gravel-bed rivers ? ESPL, 37 (8), 866-875.

Hassan, M y Bradley, D. N. 2017. Geomorphic controls on tracer particle dispersion in gravel bed rivers. En: Tsutsumi D and Laronne JB. (eds.). Gravel-bed rivers. Processes and disasters, Wiley-Blackwell, UK, pp. 439-466.

Piton G y Recking A. 2017. The concept of travelling bedload and its consequences for bedload computation in mountain streams. Earth Surface Processes and Landforms, 42 (10), 1505-1519.

Pyrce, R. S. y Ashmore, P. E. 2003. The relation between particle path length distributions and channel morphology in gravel-bed streams: a synthesis. Geomorphology, 56, 167-187.

Recking A, Piton G, Vázquez-Tarrío D y Parker G. 2016. Quantifying the morphological print of bedload transport. ESPL, 41 (6), 809-822.

Vázquez Tarrío, D., Recking, A., Liébault, F., Tal, M. y Menéndez-Duarte, R. (en revisión). Particle transport in gravel-bed rivers: revisiting passive tracer data. Enviado a ESPL.

Venditti J, Nelson PA, Bradley RW, Haught D y Gitto AB. 2017. Bedforms, structures mobile patches and sediment supply in gravel-bedded rivers. En: Tsutsumi D and Laronne JB. (eds.). Gravel-bed rivers. Processes and disasters, Wiley-Blackwell, UK, PP. 439-466.

Los efectos de los sistemas de diques en la acumulación de sedimentos y contaminantes en la llanura aluvial del río Ródano

A. Tena[1], G. Seignemartin[2], G. Roux[3], T. Winiarski[4] y H. Piégay[1]

[1] *CNRS, Laboratoire EVS, UMR5600, Lyon, France*
[2] *Université Lyon 2, Laboratoire EVS, UMR5600, Lyon, France*
[3] *EGEOS, ENTPE, Lyon, France*
[4] *ENTPE, CNRS, UMR 5023 - LEHNA, Vaulx-en-Velin, France*

EFFECTS OF DIKE-FIELD SEDIMENTATION AND CONTAMINATION ALONG THE RHÔNE RIVER FLOODPLAIN: The Rhône has been historically modified to satisfy human necessities. The river was canalised and its historical course by-passed by a series of hydroelectric dams. During floods, the suspended sediment and associated contaminants were trapped by the engineering works and the floodplain. Currently, a master plan to reactivate the river dynamics in the alluvial margins by removing the dike-fields and in the by-passed sections is being implemented. This work aims to assess historical dynamics of sediment and associated contaminants in the floodplain to evaluate the contamination risk related to bank protection removal. To reach this objective, a transversal methodology has been applied (GIS, Sediment surveys, X-Ray Fluorescence, etc.). Sediment temporal patterns are directly related with the by-pass construction year and metal pollution is mainly observed in the 1970's deposits. These results constitute basic information to inform managers and improve restoration actions that are currently implemented in the Rhône River.

Palabras clave: sedimentación, diques, contaminación, llanura aluvial
Key words: sedimentation, dikes, contamination, alluvial floodplain

Introducción

El río Ródano ha sido históricamente alterado para satisfacer las necesidades humanas, especialmente en los últimos siglos. En el siglo XIX, comenzó la construcción sistemática de diques como protección frente inundaciones, y continuó a lo largo del siglo XX con la construcción de sistemas de diques longitudinales y transversales para favorecer la navegación. Diversos tramos del río fueron canalizados y su curso histórico derivado para la producción hidroeléctrica (Bravard y Gaydou, 2015). Además, el fuerte desarrollo de la actividad industrial, principal motor de la economía del eje del Ródano aguas abajo de Lyon, conocida como el "corredor de la química", ha contribuido con un aumento importante en los niveles de polución del Ródano. Grandes cantidades de sedimentos y contaminantes asociados han quedado atrapadas en los sistemas de diques y en la llanura aluvial durante periodos de inundaciones. Actualmente, se está llevando a cabo un proyecto de restauración para reactivar la dinámica fluvial mediante la eliminación de estos sistemas de diques.

En este trabajo se pretende comprender la dinámica sedimentaria (y de contaminantes asociados), histórica y reciente, en tres sectores cortocircuitados del río Ródano aguas abajo de Lyon (Pierre Bénite, Péage de Roussillon y Donzère-Mondragon), para evaluar el riesgo de contaminación relacionado con la eliminación de diques y otras estructuras de protección de márgenes. El objetivo es discernir la influencia de las dos fases de regulación de canal (obras navegabilidad y obras de regulación) en los patrones espaciales y temporales de sedimentación en las llanuras aluviales del Ródano y evaluar los efectos de esta regulación frente a los diferentes contextos geográficos.

En un contexto europeo de fuerte impacto antrópico en los ríos, los resultados obtenidos en este trabajo proporcionarán una información muy valiosa a administraciones y gestores de sistemas fluviales para alcanzar los objetivos requeridos por la Directiva Marco del Agua.

Área de estudio

El río Ródano es uno de los grandes ríos de Europa Central, el más importante de la vertiente Mediterránea. La cuenca del río Ródano es la tercera más grande de Francia,

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

drenando una superficie total de 98500 km^2 (90500 km^2 en Francia). La altitud en la cuenca varía desde 4000 m en los Alpes de Valais hasta el nivel del mar en la Camarga (Fig. 1). El caudal medio anual en la estación de aforo de Beaucaire para el periodo 1920-2016 es de 1690 m^3 s^{-1}. Los caudales más elevados en tiempos recientes se alcanzaron en diciembre de 2003 con un caudal de 12000 m^3 s^{-1} en Beaucaire. Un caudal que no dista demasiado de los 14000 m^3 s^{-1} estimados para la inundación histórica de 1548.

En los últimos siglos el Ródano ha sido altamente modificado para proteger a la población de las inundaciones, mediante la construcción de diques, y se continuó con la optimización de estas obras para favorecer la navegación desde mediados del siglo XIX.

Desde la Segunda Guerra Mundial, el Ródano se ha visto afectado por la construcción de numerosas presas (18 en Francia entre el lago Lemans y el Mar Medite-)



Fig. 1. Localización de los sectores estudiados en la cuenca del Ródano (Pierre Bénite, Péage de Rousillon and Donzère-Mondragon)
Fig. 1. Location of the study sites in the Rhone basin (Pierre Bénite, Péage de Rousillon and Donzère-Mondragon)

rráneo) las cuales derivan el curso histórico hacia un canal para producción hidroeléctrica.

En este trabajo se estudiaran tres de estos sectores cortocircuitados en el medio y bajo Ródano: Pierre Bénite (PBN), Péage de Rousillon (PDR) y Donzère-Mondragon (DZM). La longitud de estos tramos varía en torno a los 10 km de los dos primeros sectores, hasta los 30 km del último.

Metodología

Análisis SIG

Para conocer la evolución planimétrica del Ródano se han georreferenciado y digitalizado mapas históricos y fotografías aéreas desde principios del siglo XIX hasta la actualidad. Para cada fecha disponible distinguimos, la zona activa (zonas acuáticas y barras expuestas) y las diferentes unidades fluviales. Posteriormente, se han elaborado mapas de cambios planimétricos mediante la comparación de los polígonos obtenidos en los diferentes períodos. Además, la explotación de datos LiDAR también ha permitido la construcción de mapas de frecuencia y duración de conexión, permitiéndonos evaluar la conectividad hidráulica y su influencia en los procesos sedimentarios.

Muestreo de espesor de sedimentos

La caracterización de los depósitos sedimentarios se llevó a cabo mediante sondeos puntuales con una barra de metal. El espesor de la capa de sedimentos finos acumulados sobre el antiguo lecho de gravas fueron extraídos en 2275 puntos de muestreo en la llanura de inundación de los diferentes sectores. Para ello, se utilizó una barra de metal de 6 m (la de un penetrómetro de Cono Dinámico PANDA) con 1 cm de diámetro. La profundidad del sedimento fino se definió como la profundidad que la barra puede alcanzar hasta alcanzar la capa de grava. El esquema de muestreo se basó en los resultados del análisis SIG con el objetivo de muestrear las superficies correspondientes a los diferentes periodos de sedimentación y a todas las unidades que forman parte de la llanura aluvial (llanuras aluviales antiguas y

recientes, canales secundarios y sistemas de diques).

A partir de la relación entre el espesor de los sedimentos finos y el período de sedimentación de estos (apartado 3.1), se estimaron las tasas de sedimentación y el volumen de sedimento acumulado en cada unidad fluvial o periodo.

Muestreo de sedimentos superficiales

Los sondeos descritos anteriormente fueron acompañados por un muestreo de sedimentos superficiales (barrena manual). En total, se recogieron 771 muestras entre los tres sectores. Se tomaron muestras de aproximadamente 25 cm de profundidad. Las muestras de sedimento (100 gr), se embolsaron y se identificaron para su posterior análisis. La localización de cada punto de muestreo, al igual que en el apartado 3.2, se registró mediante GPS (Trimble GeoXH, precisión decimétrica) para el posterior procesamiento geomático.

Análisis de contaminantes

Las muestras tomadas en el campo se secaron durante 4 días en una estufa a 50ºC. Una vez secas, fueron tamizadas y solo se retuvo la fracción granulométrica inferior a 63 µm. Las muestras se metieron en unas capsulas específicas para el análisis XRF (X-ray fluorescence). Para el análisis se utilizó el SPECTRO Xsort XRF portable en una base. Cada muestra fue analizada por triplicado durante un minuto. Para confirmar las concentraciones obtenidas, 30 de las muestras analizadas con el XRF fueron también analizadas mediante métodos cuantitativos (Espectrometría de masas, ICP-MS) y se estableció una correlación XRF-ICP-MS. De todos los elementos analizados se seleccionaron los cinco con correlaciones más significativas (r^2 entre 0,78 y 0,95)

Resultados y discusion

Evolución planimétrica

El análisis geoespacial realizado en los tres PBN, PDR y DZM mostró variaciones espaciales sustanciales a lo largo de los dos últimos siglos. Durante este tiempo, la anchura media del cauce y la superficie de la zona activa se redujeron en casi dos tercios en cada sector (PBN: 62%, PDR: 59.3%, y DZM: 65.5%; Figura 2).

El análisis de la zona activa muestra que las dos fases principales de regulación del canal (protección y derivación) tienen un impacto ligeramente diferente en la retracción de la superficie dentro de cada sector: 40% de la superficie inicial durante la primera fase (sistema de diques "Girardon") y aproximadamente un 20% en la segunda fase (derivación de canal para la producción hidroeléctrica), alcanzando un total de 60% de pérdida acumulada de superficie activa. Esta evolución temporal se observa en cada uno de los 3 sectores.

Patrones sedimentarios

En cuanto a las tasas de sedimentación, no se observaron diferencias significativas entre las tres áreas de estudio (Figura 3). PDR es el sector que registró una tasa de sedimentación más baja, con un valor medio de 1,30 cm $año^{-1}$, seguido de DZM con 1,81 cm $año^{-1}$ y PBN con 1,89 cm $año^{-1}$.

Contaminación superficial

El análisis de los niveles de contaminación en las muestras superficie nos da una idea de su distribución espacial en los tres sectores. Se encontró una gran variabilidad en las concentraciones de metales pesados, siendo las muestras de PBN las que mostraron con-

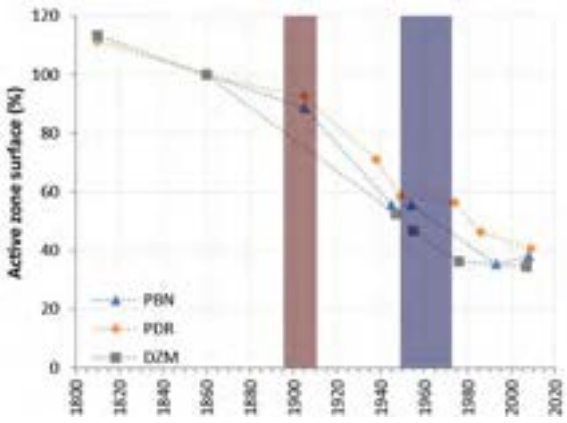


Fig. 2. Comparación de la evolución de la superficie de la zona activa (%) del río Ródano entre 1810 y 2009. La barra roja corresponde al período de construcción del sistema de diques y la azul a la derivación del canal.

Fig. 2. Comparison of the evolution of the active zone surface (%) of the Rhône River between 1810 and 2009. Red bar corresponds to embankment period, and the blue one to channel bypassing period.

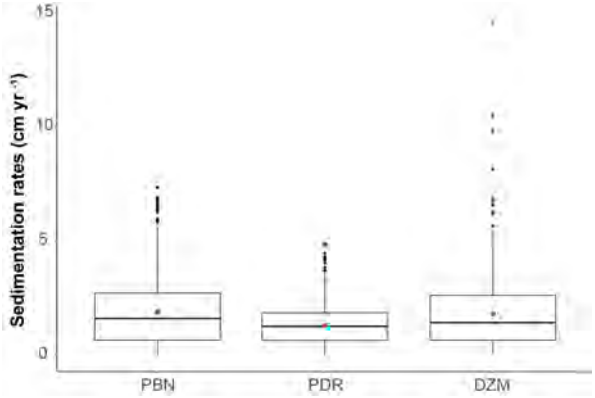


Fig. 3. Tasas de sedimentación en Pierre Bénite (PBN), Péage de Roussillon (PDR), y Donzère-Mondragon (DZM).
Fig. 3. Sedimentation rates at Pierre Bénite (PBN), Péage de Roussillon (PDR), and Donzère-Mondragon (DZM).

concentraciones medias más elevadas. Se ha encontrado un patrón decreciente para Pb, Zn y Cu, desde las áreas más urbanas (PBN y PDR) a las áreas más rurales (DZM). Sin embargo las concentraciones de Ni y Fe fueron significativamente mayores en DZM, lo que podría explicarse por el contexto geoquímico.

La calidad de los sedimentos fue evaluada mediante tres indicadores diferentes (Figura 4): El **S1** (Código de Medio Ambiente francés. Artículo R. 214-1, sección 3.2.1.0); **TEC** (concentración por debajo del cual no se espera que ocurra un efecto adverso) y **PEC** (concentración por encima de la cual se esperan efectos adversos más a menudo que no), ambos de MacDonald et al. (2000).

Los valores obtenidos muestran que la llanura de inundación de PBN registra las concentraciones más elevadas en todos los elementos, donde todos los parámetros superaron al menos en el 2,5% de las muestras. En PDR solamente 3 muestras supera los umbrales superiores de calidad (1 en Cu y 2 en Ni). En DZM, las concentraciones de Ni superan las directrices S1 al menos en el 4,5% de las muestras. En general, los niveles de TEC se exceden muy a menudo, siendo la clase [TEC-S1] la moda en las series estadísticas, abarcando entre 34.64% y 98.88% de las muestras independientemente del sector o elemento.

Conclusiones

Los resultados obtenidos en este trabajo constituyen una valiosa información que ha de ser tenida en cuenta para la evaluación de medidas hidromorfológicas en áreas potencialmente afectadas por sedimentos contaminados.



Fig. 4. Concentración de Zn (mg kg⁻¹) en muestras de superficie de Pierre-Bénite. Umbrales de calidad S1, TEC y PEC
Fig. 4. Zn concentrations (mg kg⁻¹) in surface sediments at Pierre-Bénite. Sediment Quality Guidelines S1, TEC y PEC

Los conocimientos generados pueden ser utilizados por científicos, gestores de medios fluviales y administraciones de toda Europa para alcanzar los objetivos requeridos por la Directiva Marco del Agua.

Agradecimientos
Este estudio se realizó en el Observatoire de Sediments du Rhône (OSR), un programa financiado a través del Plan Rhône por el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER), Agence de l'eau RMC, CNR, EDF y tres consejos regionales (Auvergne -Rhône-Alpes, PACA y Occitanie).

Bibliografía

Bravard, J.P., Gaydou, P., 2015. Historical development and integrated management of the Rhône River foodplain, from the Alps to the Camargue delta, France. En: Hudson, P.F., Middelkoop, H. (Eds.): Geomorphic Approaches to Integrated Floodplain Management of Lowland Fluvial Systems in North America and Europe. Springer, New York, 289–320.

MacDonald, D.D., Ingersoll, C.G., Berger, T.A., 2000. Development and evaluation of consensus-based sediment quality guidelines for freshwater ecosystems. Archives of Environmental Contamination and Toxicology 39, 20–31.

Caracterización de la granulometría de superficie de ríos de lecho grueso mediante la utilización de imágenes tomadas con Dron

D. Vázquez Tarrío[1], L. Borgniet[2], F. Liébault[2] y A. Recking[2]

[1] *INDUROT, Universidad de Oviedo, Mieres, Asturias*
[2] *UR ETNA, IRSTEA, Saint Martin d'Hères, Francia*

CHARACTERIZING THE SURFACE GRAIN SIZE OF GRAVEL-BED RIVERS BASED ON DRONE-BASED AERIAL IMAGES: This work explores the use of optical aerial imagery for characterizing grain size distribution in gravel-bed rivers. A photogrammetrical field campaign (using a drone) was accomplished over the Vénéon (French Alps) river. Two different techniques were performed. Firstly, structure-from-motion photogrammetry in order to derive accurate 3D point clouds, in doing so roughness descriptors were computed on the resulting SfM point clouds, and they were correlated with the median grain size of the streambed surface. Secondly, texture based image segmentation was applied on the aerial ortophotographs built from our drone image data set, aiming at delimitating the fine sediment patches. A strong relationship exists between 3D model roughness and grain size. Results also show that texture based image segmentation is accurate, providing adequate estimations of fine sediment extent. The procedure followed here has a strong potential for fast and continuous characterizations of grain size distribution and roughness in gravel-bed rivers.

Palabras clave: Granulometría, Fotogrametría, SfM, Drone, Ríos de lecho grueso
Key words: Grain size, Photogrammetry, SfM, Drone, Gravel-bed rivers

Introducción

La granulometría de superficie en ríos de lecho grueso es uno de los componentes físicos principales del mosaico fluvial. Condiciona fuertemente la rugosidad de superficie y, en consecuencia, la resistencia a la fricción del flujo de agua y el transporte de sedimento. A parte de los aspectos puramente hidro-morfológicos, el conocimiento de la granulometría del lecho es fundamental desde un punto de vista ecológico, pues el sedimento del lecho representa un hábitat importante para las biocenosis acuáticas. Los métodos tradicionales para la caracterización de la granulometría de superficie en ríos de lecho grueso (Wolman 1954, segmentación de imágenes) permiten obtener una distribución local del tamaño de grano, pero son demasiado laboriosos cuando lo que se persigue es una caracterización espacialmente distribuida de la granulometría de la banda activa. En consecuencia, existe una ausencia de datos espacialmente continuos de la textura de superficie de ríos de lecho grueso, a pesar del interés que esta información podría tener para la modelización morfodinámica.

Afortunadamente, el desarrollo reciente de tecnologías topográficas de alta resolución (LiDAR, fotogrametría) ha abierto nuevas perspectivas (Brasington et al. 2012). De este modo, trabajos anteriores han mostrado cómo la rugosidad estimada a partir de imágenes de láser terrestre representa un buen proxy de la granulometría del lecho (Heritage y Milan, 2009; Brasington et al., 2012). Otros autores, basándose en el análisis digital de imágenes aéreas de alta resolución, han obtenido interesantes correlaciones entre la textura de la imagen y la granulometría (Carbonneau and Bergeron, 2005; Carbonneau et al., 2005; Verdu et al., 2005). En este trabajo presentamos un ejemplo de cómo caracterizar la textura de superficie del mosaico sedimentario de un río trenzado. Nuestro caso de estudio es el río Vénéon, situado en los Alpes franceses. Sobre este río, hemos aplicado fotogrametría SfM y análisis digital de imágenes a partir de imágenes tomadas con un dron.

Área de estudio

El río Vénéon drena una superficie de cuenca de 316 km^2 situada en el corazón del macizo de los Ecrins, en los Alpes franceses (Fig. 1).

Entre los municipios de Vénosc y St. Cristophe-en-Oisans, el Vénéon desarrolla una morfología trenzada, con varios brazos y

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

abundancia de barras de gravas. Hemos trabajado sobre este sector de unos 2 km de longitud, localizado inmediatamente aguas arriba de la presa hidroeléctrica de Plan du Lac, construida entre los años 1950 y gestionada por EDF (Electricité du France). Sobre este sector, la granulometría es grosera (D_{50} ~ 40-50 mm), pero fuertemente bimodal: así se puede reconocer sobre toda la superficie de las barras de gravas abundantes parches de arenas y grava fina de escala métrica.

Materiales y métodos

Campaña de campo

Cinco vuelos dron fueron realizados entre abril y junio de 2015 sobre el área de estudio. Todos los vuelos han sido realizados con un quadracopter y a una altura de vuelo relativamente baja (20-35 m). El dron estaba equipado con una cámara GoPro HERO 3+ Silver, programada para tomar una imagen cada segundo. Sobre el suelo, hemos desplegado ~90 dianas para utilizarlas como puntos de control (Fig. 2). Al mismo tiempo, una campaña de muestreo granulométrica fue llevado a cabo entre abril y mayo 2015. Un total de 19 contajes con el método de Wolman (1954) han sido realizados sobre las áreas emergida (Fig. 2).

Procesado de los datos

Hemos aplicado los algoritmos de la fotogrametría SfM sobre las imágenes de dron utilizando Agisoft PhotoScan. De este modo, hemos obtenido nubes de puntos de alta densidad (50-200 pts/m^2) y precisión altimétrica (~5 cm). Una ortofotografía aérea (2-cm de resolución píxel) ha sido producida para cada vuelo. La siguiente etapa ha consistido en caracterizar la textura de superficie del lecho a partir de la información tomada en campo. Así, hemos determinado la talla mediana del sedimento del lecho y el porcentaje de sedimento fino (<8 mm).

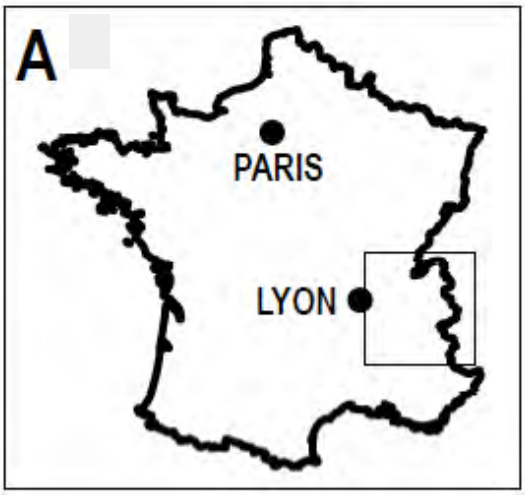


Fig. 1. Ubicación del área de estudio en Francia
Fig. 1. Location of the study site in France

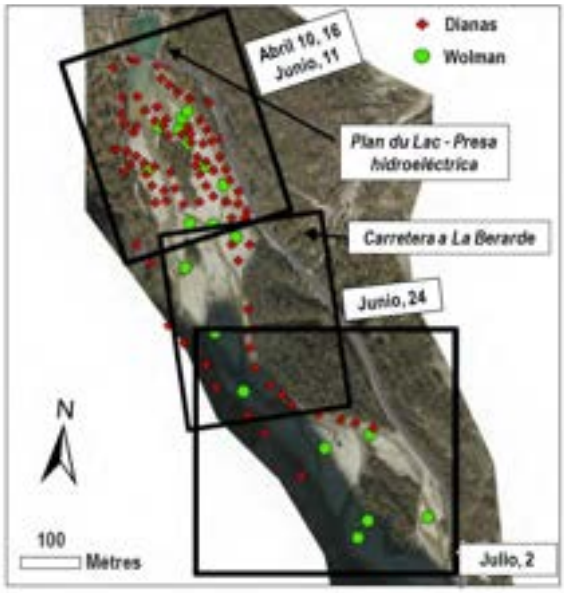


Fig. 2. Vista de detalle del área de estudio, donde se muestra la cobertura de los vuelos dron y localización de los puntos de control y de toma de muestras por contaje
Fig. 2. Detailed view of the study site, with the spatial coverage of the drone flights and the position of GCP's and Wolman counts

Estimación de la rugosidad de superficie

A partir de las nubes de puntos 3D hemos estimado la rugosidad de superficie. Para esto, hemos utilizado la diferencia local de elevación: la diferencia de altura entre cada punto de la nube de puntos, y el plano de ajuste (mínimos cuadrados) de los puntos vecinos en un radio de 40 cm. Para esta estimación hemos utilizado CloudCompare. Sobre los valores de rugosidad hemos aplicado un procedimiento similar al que seguimos en campo: hemos extraído todos los valores de rugosidad en la superficie cubierta con el método de Wolman, y hemos calculado una distribución acumulada de rugosidades. Hecho esto, hemos comparado las medianas de las distribuciones de rugosidad y granulométrica.

Extensión superficial de los parches de arena

Hemos seguido el protocolo propuesto por Carbonneau y otros (2005). Primero, hemos estimado la textura de la imagen (entropía) a partir de la matriz de co-ocurrencia, utilizando una ventana de 19x19 píxeles. Una vez hecho esto, hemos remuestreado la carta textural a 255 niveles y hemos aplicado el método de Otsu para definir el umbral entre parches de grava y armazón grosero. Finalmente, hemos aplicado los algoritmos de segmentación de imagen incorporados en ENVI 4.7 y hemos delimitado los parches de sedimento fino. Asimismo, sobre las imágenes aéreas hemos medido la superficie representada por las barras de gravas al nivel de cada punto de muestreo granulométrico y lo hemos comparado las dos estimaciones.

Resultados y perspectivas

Nuestros resultados muestran una fuerte correlación entre la distribución granulométrica in situ y la rugosidad de superficie estimada a partir de las nubes de puntos fotogramétricos (Fig. 3). Esta correlación es más importante cuando comparamos con los valores de la granulometría truncada a 8 mm: es decir, la granulometría de la fracción grosera del sedimento del lecho. Esto podría estar ligado a la incertidumbre intrínseca de las nubes de puntos.

Respecto a la diferenciación automática de los parches de arenas, la simple observación visual de los resultados de la segmentación de imágenes muestra que obtenemos delimitaciones bastante fiables (Fig. 4). Asimismo, la comparación con los resultados tanto de una cartografía manual como de las medidas de campo, nos muestra que las estimaciones de porcentajes de sedimento fino son bastante correctas (Fig. 5). No obstante, la evaluación visual muestra limitaciones inherentes a la calidad de las imágenes a la hora de delimitar parches de tamaño reducido.

Nuestros resultados muestran como las imágenes aéreas tomadas con dron pueden ser utilizadas para aproximarse a la granulometría de superficie de ríos de lecho grueso, incluso en el caso particularmente complicado de un lecho fuertemente bimodal.

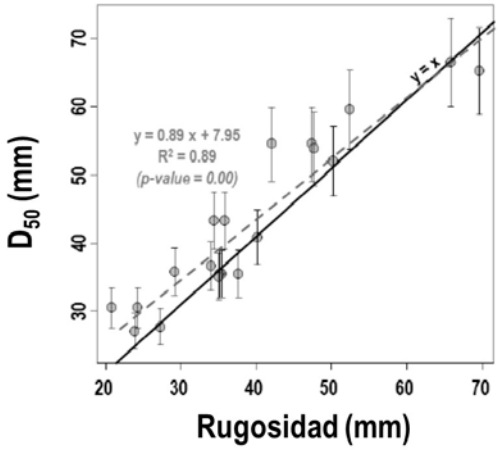


Fig. 3. Tamaño mediano del sedimento del lecho medido n campo comparado con la rugosidad derivada de las nubes de puntos fotogramétricas.

Fig. 3. Median grain size of bed sediment compared to SgM derived roughness values.



Fig. 4. Segmentación de la imagen realizada sobre las fotografías aéreas con delimitación de los parches de arena.

Fig. 4. Image segmentation of aeroal photographs with delimitation of fine sediment patches

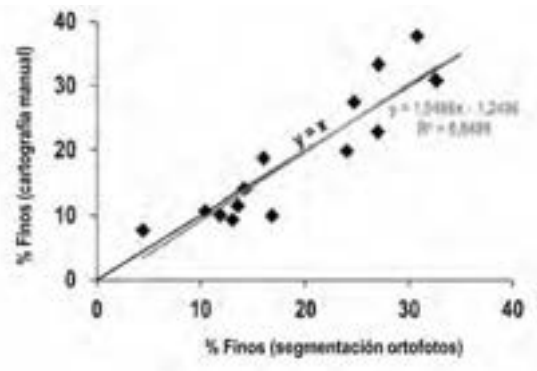


Fig. 5. Extensión de los parches de finos determinada a partir de la segmentación de imágenes comparada con la determinada de manera manual.

Fig. 5. Comparison between the spatial coverage of fine-sediment patches obtained from image segmentation and then derived from manual mapping

El punto débil principal de nuestro trabajo reside en las áreas sumergidas, que no han podido ser caracterizadas debido a la ausencia de retorno del fondo en las nubes de puntos debido a la alta carga en suspensión del Vénéon en el momento de la toma de datos. Sin embargo, Woodget et al. (2015) han mostrado como en casos más favorables, la fotogrametría SfM puede ser utilizada para recuperar información batimétrica. Por tanto, en determinadas condiciones (aguas claras, poca profundidad), el método aquí propuesto podría ser ampliado para cubrir también las zonas sumergidas.

Asimismo, habría que destacar que la estimación de la granulometría de superficie a partir de la rugosidad extraída de modelos SfM necesita de datos de campo para su calibración, debido a la diversidad de factores que contribuyen a la rugosidad de superficie del lecho, a parte de la granulometría (empaquetado, imbricación, estructuras sedimentarias, forma de los granos…) (Pearson et al., 2017; Vázquez-Tarrío y otros, 2017).

Conclusiones

En este trabajo presentamos un ejemplo de reconstitución de la textura granulométrica de superficie de un río trenzado a partir de imágenes aéreas tomadas con dron. Los resultados obtenidos confirman el interés de la rugosidad como proxy de la granulometría de superficie. Asimismo, el análisis de la textura de las imágenes tomadas con el dron muestra que es posible cartografiar automáticamente los parches de granulometría más fina dispersos sobre la banda activa.

Este trabajo muestra, por tanto, las enormes posibilidades abiertas por las imágenes tomadas por dron, la fotogrametría SfM y el análisis digital de imágenes para la caracterización espacialmente continua del mosaico sedimentario de ríos de lecho grueso. Esto abre pistas interesantes para la detección de los cambios en la organización de los parches sedimentarios que conforman este mosaico.

Agradecimientos

Este trabajo de investigación ha sido posible gracias al apoyo económico de las ayudas ACA14-30 y ACB17-44, cofinanciadas por los programas “Clarin”-FICYT (Gobierno del Principado de Asturias) y Marie Curie-Cofund. El estudio se ha beneficiado también del apoyo financiero de EDF. Los autores deben agradecer especialmente a J. R. Malavoi y R. Loire su confianza para este estudio, y a Marie Vivier, Emmanuel Thibert, Fred Ousset, Éric Mermin y Pascal Tardiff por su ayuda en el campo.

Bibliografía

Brasington, J., Vericat, D. y Rychov, I. 2012. Modeling river bed morphology, roughness, and surface sedimentology using high resolution terrestrial laser scanning. WRR.

Carbonneau, P.E. and Bergeron, N.E. 2005. Automated grain size measurements from airborne remote sensing for long profile measurements of fluvial grain size. Water Resources Research, 41.

Carbonneau, P.E., Bergeron, N.E. y Lane, S.N. 2005a. Texture-based segmentation applied to the quantification of superficial sand in salmonids river gravels. ESPL, 30, 121-127.

Heritage, G. y Milan, D. J. 2009. Terrestrial laser scanning of grain roughness in a gravel bed river. Geomorphology, 113 (1), 4-11.

Pearson, E., Smith, M. W., Klaar, M. J. y Brown, L. E. 2015. Can high resolution 3D topographic surveys provide reliable grain size estimates in gravel bed rivers? Geomorphology (A), 293 , 143-155.

Vázquez-Tarrío, D., Borgniet, L., Liébault, F., y Recking, A. 2017. Using UAS optical imagery and SfM photogrammetry to characterize the surface grain size of gravel bars in a braided river (Vénénon River, French Alps). Geomorphology , 285, 94-105.

Verdú, J.M., Batalla, R.J. and Martinez-Casasnovas, J. A. (2005). High-resolution grain-size characterisation of gravel bars using imagery analysis and geo-statistics. Geomorphology, 72, 73-93

Woodget, A. S., Carbonneau, P. E., Visser, F. y Maddock, I. P. 2015. Quantifying submerged fluvial topography using hyperspatial resolution UAS imagery and structure from motion photogrammetry. ESPL, 40 (1), 47-64.

Incorporación de aspectos geomorfológicos en la modelación hirológica de una cuenca emblemática de montaña: alto río Eresma en los montes de Valsaín (Segovia).

S. Zaprzala[1], L. Martins[2], A. Díez-Herrero[2]y D. Palacios[1]

[1] *Departamento de Geografía, Universidad Complutense de Madrid, Madrid*
[2] *Área de Riesgos Geológicos, Instituto Geológico y Minero de España IGME, Madrid*

INCORPORATION OF GEOMORPHOLOGICAL FACTORS IN THE HYDROLOGICAL MODELING OF AN EMBLEMATIC MOUNTAIN BASIN: UPPER ERESMA RIVER IN MONTES DE VALSAÍN (SEGOVIA): The incorporation of geomorphological factors in the hydrological response, together with morphometric conditions and the drainage network of a basin, is of great importance in the hydrology of floods. In this work, the results of the numerical hydrological modeling are presented, by simulation of the precipitation-runoff process with unit hydrograph, of the recent flood events in the upper basin of the Eresma river, on the northern slope of the Sierra de Guadarrama (Spanish Sistema Central). It is observed that the incorporation of the geomorphological cartography improves in the estimation of the curve number parameter for this area. Therefore, the geomorphological disposition of the basin is important also with respect to know the origin of the precipitations and the runoff derived from it. In addition, the geomorphological information of the channel configuration is useful in estimating flood propagation parameters (Muskingum variables).

Palabras clave: geomorfología fluvial, hidrología, avenidas, inundaciones, Eresma.
Key words: fluvial geomorphology, hydrology, flash-floods, Eresma, Guadarrama Mountains.

Introducción

Las inundaciones representan uno de los peligros naturales más comunes en entornos de montaña, cuyos cauces se caracterizan por altas velocidades de flujo y gran capacidad de arrastre de sedimentos, causando daños considerables y grandes pérdidas económicas (Ballesteros-Cánovas *et al*., 2015).

En la actualidad se aplican cuatro grupos de métodos para el análisis de la peligrosidad por inundaciones: históricos-documentales, hidrológico-hidráulicos, botánicos y geomorfológicos, pero ninguno de los métodos por sí solo es capaz de mostrar todos los parámetros de la peligrosidad (Díez-Herrero *et al*., 2013).

En este trabajo se busca relacionar la geomorfología con la hidrología de crecidas de una cuenca de montaña, pero no sólo el condicionamiento morfométrico de la cuenca y la red de drenaje, sino también otros factores como las formaciones superficiales asociadas a los procesos geomorfológicos activos y a la morfodinámica fluvial.

Area de estudio

La cuenca seleccionada es la cabecera del río Eresma, localizada en la vertiente Norte de la Sierra de Guadarrama, desde su nacimiento hasta la estación de aforos de Valsaín (SAIH 2525, coordenadas UTM-H30 X=413.891, Y=4.527.070), con una extensión de 80,5 km^2; la altitud máxima se corresponde con el pico de Peñalara (2428 m s.n.m) y la altitud mínima con la que se encuentra el río a su paso por la estación de aforos (1112 m s.n.m). El desnivel de la cuenca es de 1316 m y su pendiente media es de 32 %.

En cuanto a la red hidrográfica, la longitud del cauce más largo es de 18,8 km; los principales afluentes del río son: el arroyo Minguete, arroyo del Puerto del Paular, arroyo de Peñalara y arroyo de la Chorranca.

La geología de la cuenca se compone sobre todo de rocas graníticas tardivariscas, rocas metamórficas ortoderivadas, así como intrusiones de rocas filonianas; y finalmente litologías más recientes (Cuaternario), derivadas de la antigua erosión y depósito glaciar, coluvial y fluvial.

La geomorfología de la cuenca se caracteriza por la existencia de circos glaciares y nichos de nivación y canchales periglaciares en cabecera junto con una destacada actividad torrencial. El río alterna tramos más rectilíneos, al encajarse en roca coherente, entre formas graníticas, con tramos más

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

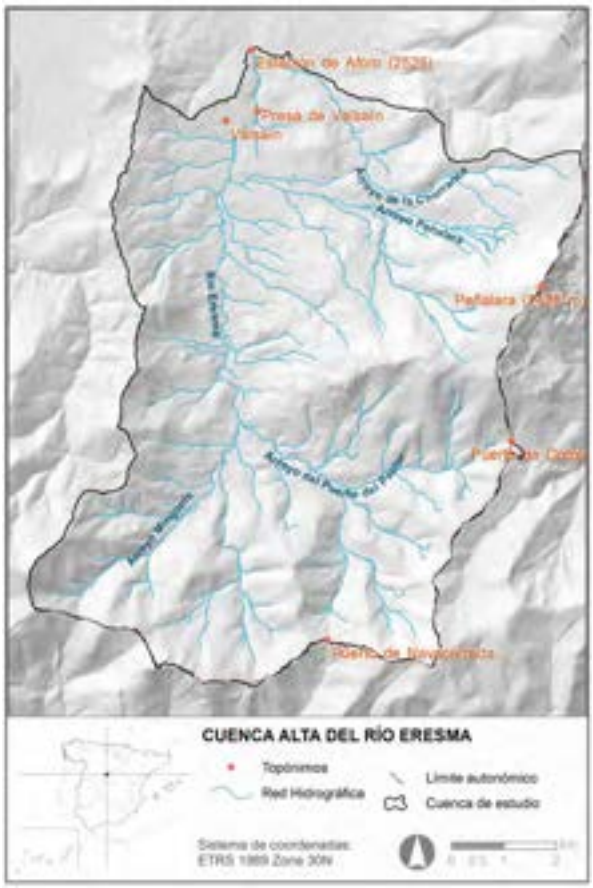


Fig. 1. Mapa de localización, cuenca del río Eresma hasta la estación de aforos de Valsaín (SAIH 2525).
Fig. 1. Location map of the Eresma River watershed from headwaters to the flow gauging station of Valsain (SAIH 2525).

meandriformes sobre materiales aluviales en escalones tectónicos. También existen elementos antrópicos en las márgenes del cauce, como son las Reales Pesquerías, así como represas construidas en los arroyos de montaña que desembocan en el río Eresma. En el tramo final del río, antes de la estación de aforos, existe una pequeña presa hidroeléctrica llamada "Salto del Olvido".

Metodología

En este trabajo se empleó el método hidrometeorológico, de transformación precipitación-escorrentía, semi-distribuido que considera como unidades de análisis las zonas homogéneas dentro de la misma cuenca utilizando el método del hidrograma unitario (Sherman, 1932) con el *software* HEC-HMS 4.2 (HEC, 2016). Para la trasformación de las precipitaciones en escorrentía se eligió el método del Hidrograma Unitario del U.S Soil Conservation Service (Soil Conservation Service, 1972). El modelo hidrológico consta de tres componentes principales: modelo de cuenca, modelo meteorológico y las especificaciones de control. En cuanto a la calibración y validación del modelo, se ha comparado el hidrograma real de la estación de aforos (2525) con el simulado, ajustando los parámetros de número de curva, "k" y "x" de Muskingum (Chow, *et al*., 1994).

La delimitación de las subcuencas se realizó mediante un procedimiento llamado "preprocesado del terreno" (Bodoque, 2012). Una vez delimitadas las cuencas se han obtenido las características morfométricas: área de cada cuenca, pendiente, máximo recorrido del flujo de agua y la pendiente del recorrido máximo del flujo. Las abstracciones iniciales se han calculado mediante el método del *U.S Soil Conservation Service* (Soil Conservation Service, 1972) para la obtención del número de curva (CN) adaptado a la normativa española. Para ello se han utilizado mapas de pendientes, cobertura del suelo, litológicos y geomorfológicos, claves para la determinación de la escorrentía de cada subcuenca. El número de curva se ha calculado para condiciones intermedias de humedad (Ferrer, 1993) y para diferentes condiciones de humedad (seco y húmedo) según las ecuaciones de Chow *et al*. (1994, p.152). Los tiempos característicos, es decir, el tiempo de concentración y el tiempo de retardo, se han calculado según la normativa 5.2 - IC (Ministerio de Fomento, 2016) y el Soil Conservation Service (1972). Finalmente, los parámetros de propagación de la onda de avenida de Muskingum, la "x" se ha obtenido mediante las recomendaciones de Chow *et al.* (1994); y la "k" mediante la fórmula del *National Weather Service* (Fread y Lewis, 1998). Se han utilizado los datos pluviométricos diezminutales recogidos en la estación meteorológica del Puerto de Navacerrada correspondientes a los días con máximos caudales en la estación de aforos de Valsaín para los días de máximas precipitaciones del 12 y 13 de febrero del 2016 y 2017. Los hidrogramas se han simulado mediante *el software* HEC-HMS 4.2.

Resultados

Los hidrogramas simulados sobreestimaban el caudal hasta en un 302%; por ello se han calibrado, ajustando al observado los parámetros de "x" de Muskingum y disminuyendo el número de curva en un 20%. Dicha calibración se basó en criterios geomorfológicos; la "x" de Muskingum oscila entre 0,25 y 0,35 para los ríos peninsulares poco caudalosos, pero al tratarse de cuencas de cabecera con pendientes significativas se ha tomado el valor de 0,35.

El hidrograma del evento del 13 de febrero de 2016 (ver Fig.2): el caudal simulado se retrasa dos horas con respecto al caudal real.

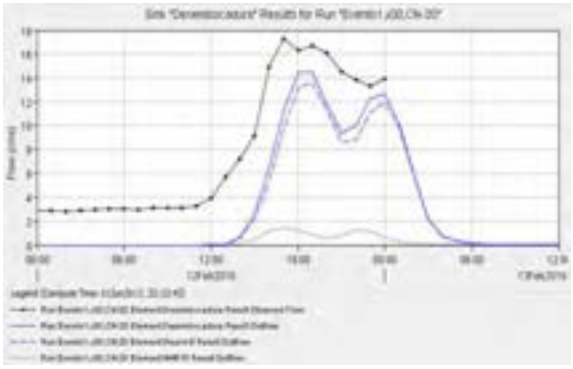


Fig. 2. Hidrograma del primer evento calibrado (febrero 2016). Modificaciones en el parámetro de "x" de Muskingum y disminución en 20% del valor del número de curva.
Fig. 2. Hydrograph for the first flood event to be calibrated (February 2016). Modifying the x Muskingum parameter and reducing 20% the curve number value.

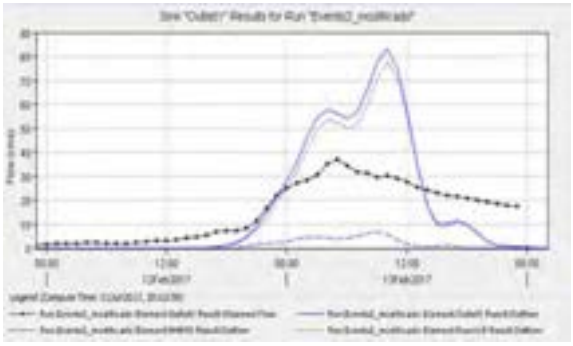


Fig. 3. Hidrograma del segundo evento calibrado (febrero 2017). Modificaciones en el parámetro de "x" de Muskingum y disminución en 20% del valor del número de curva.
Fig. 3. Hydrograph for the second flood event to be calibrated (February 2017). Modifying the x Muskingum parameter and reducing 20% the curve number value.

La punta máxima del caudal real es de 17,3 m^3/s (a las 17:00 del día 12) mientras que la del simulado es de un caudal de 14,5 m^3/s (a las 19:00 del día 12).El hidrograma del evento de 13 de febrero de 2017 (ver Fig. 3), a pesar de calibrar el modelo, los resultados del caudal simulado siguen siendo muy superiores al observado en un 62.5 %.

Discusión y conclusiones

La experimentación está limitada al contar con tan solo una estación meteorológica en la cuenca, por lo que se asume que precipita en la misma cantidad e intensidad en toda su extensión. Este hecho es especialmente significativo en este tipo de cuencas, donde la disposición geomorfológica de la cuenca juega un papel importante con respecto a la procedencia y la circulación de las precipitaciones causantes del evento (frontales, convectivas) así como su distribución temporal (efecto orográfico en la torrencialidad). Además, la falta de datos referentes a la cobertura nivosa hace que no se tenga en cuenta el efecto de la fusión sobre el caudal. La falta de datos necesarios para el cálculo de los valores de "k" y "x" de Muskingum ha llevado a su necesaria estimación, aumentado el grado de incertidumbre.

En cuanto a los métodos, el Hidrograma Unitario (HU), considera que la respuesta de la cuenca en forma de escorrentía directa es generada por una precipitación neta unitaria (1 mm), y supone que la lluvia tiene una distribución espacial y temporal homogénea en toda la superficie de la subcuenca. Esto supone una generalización obviamente muy discutible, incluso para las subcuencas modelo.

Nuestro trabajo es el primero en aplicar numéricos hidrometereológicos en el área de estudio. Nuestros resultados demuestran que el modelo semidistribuido refleja bien la realidad, significativamente mejor que el método agregado que considera que toda la cuenca posee las mismas características.

En este estudio, a pesar de haber utilizado una metodología compleja enriquecida con interpretaciones geomorfológicas (cálculo de CN, estimación de la "k" y "x" de Muskingum y la relación con las precipitaciones causantes de los eventos de precipitación torrencial), las incertidumbres acumuladas han sido significativas debido, entre otras causas, a la escasa información, la cual ha sido sustituida

en numerosas ocasiones por generalizaciones y estimaciones, y a las propias limitaciones de los métodos empleados. Nuestros resultados muestran que este tipo de modelos, muy utilizados entre los técnicos, deben calibrarse con situaciones reales para que sean realmente efectivos. Los resultados del modelo se deberán mejorar instrumentalizando las cuencas, con más estaciones de toma de datos, reduciendo sustancialmente las incertidumbres. Nuestros resultados muestran que el área de estudio está bajo riesgo por avenida e inundación, dado el régimen torrencial de estas cuencas, la presencia de infraestructuras de transporte, redes de abastecimiento de energía eléctrica, estaciones de esquí, y a la elevada carga de población, debida a la cercanía a grandes ciudades y a la presencia del Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama, con multitud de rutas de senderismo, etc.

Agradecimientos

Agradecemos al proyecto de investigación del Plan Nacional de I+D+i MARCoNI (Referencia: CGL2013-42728-R), por el apoyo financiero a las actividades de campo y a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) por su participación en este trabajo, con datos meteorológicos.

Bibliografía

Ballesteros-Cánovas, J. A., Rodríguez-Morata, C., Garófano-Gómez, V., Rubiales, J.M., Sánchez-Salguero, R., Stoffel, M. 2015. Unravelling past flash flood activity in a forested mountain catchment of the Spanish Central System. Journal of Hydrology 529, 468-479.

Bodoque, J. M. 2012. Creación de un modelo de cuenca utilizando HEC-GeoHMS. Universidad de Castilla La Mancha, Facultad de Ciencias del Medio Ambiente, Toledo, 45 pp.

Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W. 1994. Manual Hidrología Aplicada. McGraw-Hill, Bogotá, pp. 577.

Diez-Herrero, Bodoque, J.M., Ruiz-Villanueva, V., A., Ballesteros-Canovas. 2013. Aportación de los diferentes métodos al conocimiento de la peligrosidad por inundaciones. Gestió de les inundaciones, Barcelona.

Fread, D., Lewis J. 1998. NWS FLDWAV MODEL. Theoretical Description and User Documentation. Hydrologic Research Laboratory, Office of Hydrology, National Weather Service (NWS), Sylver Spring, Meryland USA, pp. 335.

Ferrer, F.J. 1993. Recomendaciones para el Cálculo Hidrometeorológico de Avenidas. CEDEX, Ministerio de Obras Públicas, Madrid, pp. 75.

HEC 2016. Hydrologic Modeling System HEC-HMS. User's Manual, v.4.2. Hydrologic Engineering Center, US Army Corps of Engineers, 598 pp.

Ministerio de Fomento, 2016. Orden FOM/298/2016, de 15 de febrero, por la que se aprueba la norma 5.2 -IC drenaje superficial de la Instrucción de Carreteras. Boletín Oficial del Estado, jueves 10 de marzo de 2016. 2016, 60 (Sección I), 18882-18918.

Sherman, L.K. 1932. Streamflow from rainfall by unit-hydrograph method. Engineering News- Record 108(14), 501-505

Soil Conservation Service, SCS. 1972. National Engineering Handbook, Section 4. U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C. pp. 762.

El papel de las áreas fuente de sedimento sobre la carga sólida de una pequeña cuenca de montaña con baja cobertura vegetal (Barranco del Soto, Pirineo Central)

M. Llena[1], D. Vericat[1,2], M.W. Smith[3] y R.J. Batalla[1,4,5]

[1] *Fluvial Dynamics Research Group, Department of Environment and Soil Sciences, University of Lleida, Lleida, Catalunya,*
[2] *Forest Technology Centre of Catalonia, Solsona, Catalunya*
[3] *School of Geography, University of Leeds, Leeds, UK.*
[4] *Catalan Institute for Water Research, Girona, Catalunya*
[5] *Faculty of Forest Sciences and Natural Resources, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile.*

THE ROLE OF THE SEDIMENT SOURCE AREAS ON SEDIMENT LOAD OF A SMALL MOUNTAIN BASIN WITH LOW VEGETATION COVER (SOTO CREEK, CENTRAL PYRENEES): Landscapes with low vegetation cover are responsible for an important part of the sediment production in catchments. The integration of data acquisition and analysis methods at multiple spatial and temporal scales offers the basis for a better understanding of these hydro-sedimentary processes. The objective of the study is to analyze the existing relationships between climatic variables, topographic changes observed in highly erodible landscapes; the transit and residence time of these sediments in the drainage network and, finally, the sediment yield at the catchment outlet. This information is of high interest in highly dynamic catchments that drain into reservoirs, since it can support the design of management measures to reduce siltation.

Palabras clave: producción de sedimentos, cubierta vegetal, micro-cuenca, badland, integración de métodos
Key words: sediment production, vegetation cover, micro-basin, badland, integration of methods

Introducción

Las áreas con una cobertura vegetal poco densa, tanto las que se deben a procesos naturales (e.g. badlands) como por la presencia de zonas de cultivos (e.g. cereales de secano), son las responsables de una parte importante de la exportación de sedimentos en cuencas fluviales, sobre todo en aquellas altamente energéticas como las situadas en zonas de montaña bajo influencia Mediterránea (Clotet et al. 1987; Gallart et al. 2002). Para cuantificar e interpretar correctamente la exportación de sedimentos a múltiples escalas temporales es necesario analizar los procesos que controlan la producción y transferencia de sedimentos, especialmente su magnitud y frecuencia dentro de la cuenca. En este contexto, la integración de métodos de adquisición y análisis de datos a múltiples escalas espaciales y temporales ofrece la base para una mejor comprensión de los procesos hidro-sedimentarios y su balance (Gallart et al. 2013). Esta información es de elevado interés en cuencas altamente dinámicas que drenan en embalses, ya que puede apoyar al diseño de medidas de gestión para reducir los efectos de la aportación sólida de las cuencas sobre su capacidad (i.e. colmatación).

El objetivo del estudio es analizar las relaciones existentes entre las variables climáticas, la producción de sedimentos en las áreas fuente de sedimentos a escala estacional y anual; el tránsito y tiempo de residencia de dichos sedimentos en la red de drenaje y la contribución de dicha producción en el balance total de sedimentos de la cuenca. Se trata de un estudio que se sitúa en su fase intermedia y tan solo se dispone de resultados preliminares en el momento de preparación de este trabajo.

Métodos

Área de estudio

El estudio se realiza en el Barranco de Soto (10 km^2, Pirineos Centrales); se trata de una pequeña cuenca de montaña con un cauce principal de carácter intermitente que sufre un marcado estiaje en los meses de verano y drena directamente al embalse de Mediano. La cuenca presenta un grado medio de cobertura forestal (56%), con presencia de superficies altamente erosionables (26% badlands, 18% campos de cultivo; Fig. 1).

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.



Fig. 1. A. Localización de la cuenca del Barranco del Soto en la Península Ibérica y mapa de usos del suelo de la cuenca de estudio. B. Imagen de los Badlands de estudio durante un episodio de lluvias intensas. C) estación de medida situada a la salida de la cuenca durante una crecida.
Fig. 1. A. Location of the Soto Catchment in the Iberian Peninsula and land uses map of the study catchment. B.Image of the badlands during a heavy rainfall event. C. Monitoring section at the outlet of the catchment t during a flood event.

Monitorización

En el presente trabajo se combinan: (a) el análisis de procesos a escala de micro-cuenca (0,5 ha) mediante la medición y control de variables climáticas (i.e. precipitación y temperatura) y la cuantificación de la producción de sedimentos a través del estudio de los cambios topográficos; y (b) el análisis a escala de cuenca de los flujos de agua y sedimentos a través de la medición y registro en continuo del caudal y de los sólidos transportados en suspensión (a partir de la turbidez del agua). El trabajo de campo se complementa con la toma de muestras de agua y sedimentos regularmente y durante crecidas (Fig. 2) y la utilización y análisis de información geográfica a escala de cuenca (e.g. datos LiDAR). Todos los instrumentos de medida recogen datos con una frecuencia temporal de 5 minutos. Los levantamientos topográficos se realizan mediante técnicas fotogramétricas Structure from Motion (i.e. SfM) con una frecuencia estacional (i.e. 4 levantamientos/año).

Resultados preliminares

Los resultados indican que existe una rápida respuesta hidrológica, con rápidos tiempos de respuesta y curvas de recesión cortas (Fig. 3). Esto sugiere el predominio de procesos de generación de escorrentía superficial, posiblemente favorecidos por el elevado porcentaje de superficie de suelo desnudo presente en la cuenca, tanto campos de cultivo como badlands (Fig. 2B).

En cuanto a la generación de sedimentos, a partir de la comparación de los Modelos Digitales del Terreno (i.e. MDT), en los badlands se observa que existe una alta actividad erosiva en la zona (e.g. Fig. 3A). Si se analiza la variabilidad intra-anual, los principales procesos erosivos se observan du-



Fig. 2. Instrumentos y sensores utilizados para la monitorizacióntanto en los badlands de estudio como en la estación de monitorización: A.Estación meteorológica con sensores de temperatura y pluviómetros; B.Estación Total y pértiga telescópica utilizada para realizar el levantamiento topográfico mediante SfM; C. De izquierda a derecha: Sensores de nivel de agua, sensor de turbidez y muestreador de agua por gravedad; D. Cámara secuencial Time Lapse.
Fig. 3. Sensors and instruments used for monitoring in the study sites:in the badlands and in the hydro-sedimentary monitoring station: A) Meteorological station with a temperature sensor and a rain-gauge; B) Total Station and telescopic pole used to do the topographic survey by SfM technics; C) From left to right: water level sensors, turbidity sensor and stagewater sampler; D) Time Lapse sequential camera.

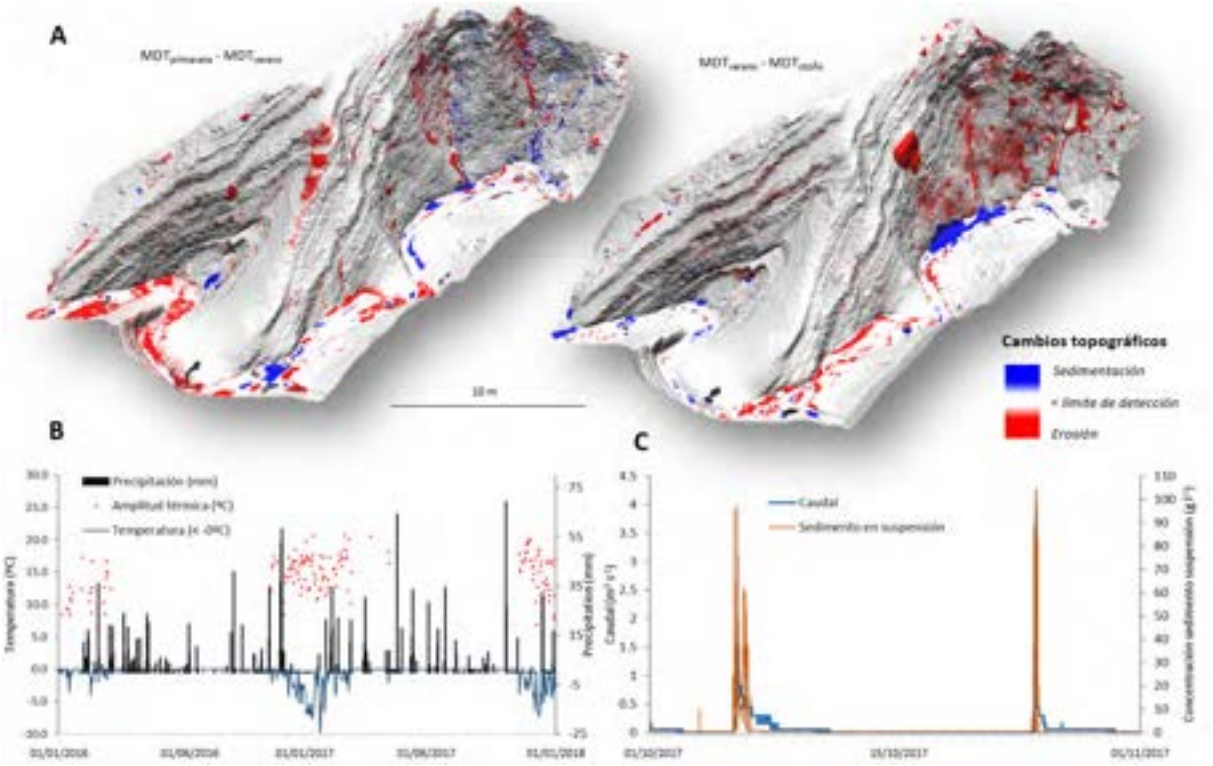


Fig. 3. A. Modelos de cambio topográfico (3D) calculados a partir de Modelos Digitales del Terreno (i.e. MDT) de una zona del área de estudio para tres tiempos consecutivos (i.e. primavera, verano y otoño). B. Serie registrada de variables meteorológicas (i.e. precipitación y temperatura). C. Ejemplo de un hidrograma y sedimentograma obtenidos para dos crecidas producidas en el mes de octubre de 2017.

Fig. 3. A 3D Topographic change models calculated from Digital Terrain Models (i.e. DTM) of a patch of the study area for three consecutive surveys (i.e. spring, summer and autumn). B. Registered series of meteorological variables (i.e. precipitation and temperature). C. Example of a hydrograph and sedigraph calculated for two floods of October 2017.

durante lluvias intensas (e.g. 24 mm/h; Fig. 3B) especialmente en los meses de otoño, hecho que se traduce en concentraciones de sedimento que alcanzan el orden de 100 g l^{-1} a la salida de la cuenca para estas fechas (e.g.

Fig. 3C). Aunque existe una elevada correlación entre los procesos de erosión observados en los badlands y el sedimento exportado a la salida de la cuenca, se deben tener en cuenta otros limitantes que condicionan dicha relación; en primer lugar, la importante presencia de otro tipo de zonas fuente de sedimentos (i.e. campos de cultivo) y en segundo lugar el tránsito y tiempo de residencia de dichos sedimentos en la red de drenaje.

Los resultados que se obtendrán en este trabajo son de elevado interés ya que ayudarán a entender la dinámica de las tasas de erosión en áreas altamente erosionables (representativas de muchas cuencas de montaña), la conectividad de éstas con la red de drenaje, y la exportación de sedimentos a múltiples escalas temporales; aspectos fundamentales para apoyar en el diseño de medidas de gestión para reducir los efectos de la aportación sólida de las cuencas sobre la capacidad de los embalses.

Agradecimientos

El estudio se ha financiado en parte por la British Society of Geomorfology y los proyectos MorphSed (CGL2012-36394) y MorphPeak (CGL2016-78874-R), financiados por el Ministerio de Economía y Competitividad y Fondos Europeos FEDER. El primer autor tiene un contrato doctoral FPU (FPU014/01687). Parte de los datos obtenidos han sido utilizados en varias actividades de la EU COST Action (ES1306) Connecteur. El primer y tercer autor forman parte del Grupo de Investigación de Dinámica Fluvial-RIUS, Grupo Consolidado reconocido por la Generalitat de Catalunya (2017 SGR 459). Se

agradece el apoyo del Departamento de Economía y Conocimiento de la Generalitat de Catalunya.

REFERENCIAS

Clotet, N.; Gallart, F.; Sala, M. (1987). Los badlands: características, interés teórico, dinámica y tasas de erosión. Notes de Geografía Física. 15, 28-37.

Gallart, F.; Solé, A.; Puigdefàbregas, J.; Lázaro, R. (2002). Badland System in the Mediterranean. En: Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels. 299-325.

Gallart, F.; Marignani, M.; Pérez-Gallego, N.; Santi, E.; Maccherini, S. (2013). Thirty years of studies on badlands, from physical to vegetational approaches. A succinct review. Catena. 106, 4-11.

Respuesta hidrogeomorfológica de una cuenca de bancales abandonados (Camero Viejo, La Rioja, España)

J.A. Llorente-Adán, P. Ruiz-Flaño, N. Lana-Renault y J. Arnáez

Área de Geografía Física, Departamento de Ciencias Humanas, Universidad de La Rioja, Logroño, La Rioja

HYDROLOGICAL AND SEDIMENT RESPONSE OF A CATCHMENT WITH ABANDONED AGRICULTURAL TERRACES (CAMERO VIEJO, LA RIOJA, SPAIN): The abandonment of agricultural practices throughout the 20th century resulted in important changes in the hydrological and geomorphological dynamics of terraced hillslopes. To understand this new hydrogeomorphological dynamics, in 2012 we monitored a small catchment occupied by abandoned terraces in Camero Viejo (Iberian Range). This paper presents the results obtained after five years of field work and monitoring of different hydrogeomorphological variables. The hydrological response of the catchment was moderate. At the even scale, most of the runoff coefficients were low (<0.10) and the response times and recession curves were long, suggesting the generation of subsurface runoff due to the presence of terraces fields with deep and well structured soils. Suspended sediment concentrations were also moderate (average 1.7 g/l). A total of 632 terrace failures with mass movements were identified. No significant correlation was found between their spatial distribution and the topographic variables.

Palabras clave: abandono de tierras, respuesta hidrológica, bancales, cuenca experimental
Key words: land abandonment, hydrological response, terraces, experimental catchment

Introducción

Las laderas aterrazadas mediante bancales para el cultivo constituyen uno de los paisajes agrícolas más característicos de las áreas de montaña mediterránea (García- Ruiz y Lana-Renault, 2011). El abandono de las prácticas agrícolas producido durante el siglo XX ha supuesto importantes cambios en la dinámica hidrológica y geomorfológica de estas laderas. Se dispone ya de mucha información sobre el sentido y la magnitud de estos cambios (Gallart et al., 1994; Arnáez et al., 2015), pero quedan todavía algunos interrogantes sobre el funcionamiento hidromorfológico a escala de cuenca.

Con el fin de comprender esta nueva dinámica hidromorfológica, integrando laderas y cauces, el Área de Geografía Física de la Universidad de La Rioja monitorizó en 2012 una pequeña cuenca ocupada por bancales abandonados en Camero Viejo (Sistema Ibérico riojano). En este trabajo se presentan los resultados obtenidos tras cinco años de control y de seguimiento de campo sobre distintas variables hidrogeomorfológicas.

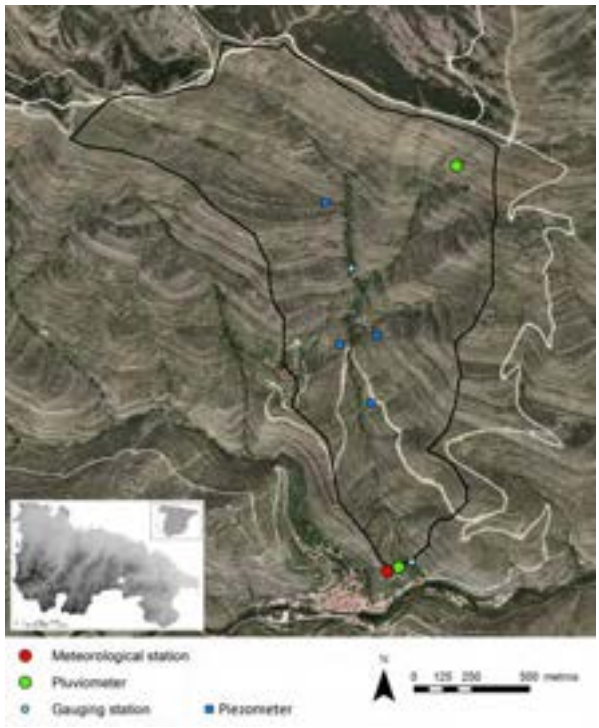


Fig. 1. Área de estudio y equipamiento de la cuenca.
Fig. 1. Study area and location of the main monitoring instruments.

Área de estudio

El estudio se ha llevado a cabo en la cuenca de San Vicente de Munilla, ubicada en la Sierra de Cameros Viejo (Sistema Ibérico) (Figura 1). Ocupa una superficie de 189 ha, con altitudes comprendidas entre 775 y 1175 m s.n.m. y una pendiente media del 36%. Su clima es mediterráneo de montaña, con precipitaciones anuales entre 500-700 mm y una temperatura

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

media anual de 10ºC.

El espacio cultivado llegó a representar el 40% de la superficie de la cuenca. Se trata casi en su totalidad de bancales, cuyos muros tienen entre 1 y 4 m de altura. En ocasiones se encuentran interconectados entre sí para adaptarse a la topografía.

Las prácticas agrícolas fueron abandonadas en los años 60 del siglo XX, iniciándose entonces la recolonización vegetal de las terrazas de cultivo. Actualmente el 80% de la superficie de la cuenca está ocupada por un matorral poco denso de *Genista scorpius* y *Cistus Laurifolius*, limitándose las formaciones arbóreas a los cauces y a las repoblaciones forestales realizadas en las zonas más elevadas.

Materiales y métodos

La cuenca de San Vicente de Munilla está equipada con el siguiente instrumental (Fig. 1):

- Dos pluviómetros de balancín, ubicados en la parte alta y baja de la cuenca.
- Una estación meteorológica completa con sensores de temperatura y humedad relativa del aire, velocidad del viento y radiación solar.
- Dos aforos, uno a la salida de la cuenca y otro en un afluente, con registro de la altura de la lámina de agua cada 10 minutos.
- Cuatro piezómetros localizados en bancales situados a diferentes distancias del cauce principal.
- Un muestreador de nivel, basado en el modelo de Gordon et al. (2004) instalado en la desembocadura junto a uno de los aforos.

La información se almacena en sensores y dataloggers y se descarga en las salidas de campo.

Para analizar las áreas fuente de sedimento de la cuenca disponemos de dos cartografías de desprendimientos en los bancales, correspondientes a los años 2013 y 2016.

Resultados

Respuesta hidrológica

El coeficiente medio de escorrentía anual fue 0,17. Este coeficiente es inferior al registrado en otras cuencas de campos abandonados (García-Ruiz et al., 2008). Este valor está relacionado con la presencia de suelos profundos y desarrollados en los bancales, que permiten elevadas infiltraciones y reducidas respuestas hidrológicas.

	Media	Máx.	Mín.
P (mm)	25,5	97	6,3
$Imax_{10}$ (mm/h)	13,2	68,4	1.2
Qini (l/s/km^2)	2,7	8,7	0.0
CE (-)	0,06	0,29	0.001
Qmax (l/s/km^2)	34	217,2	2.1
Tiempo de respuesta	8h20’	1d9h20’	40’
Duración de la crecida	1d19h	6d11h	5h 20’

Tabla 1. Principales características de las crecidas registradas en la cuenca de Munilla. P: precipitación; $Imax_{10}$: intensidad máxima de precipitación en 10 minutos; Qini: caudal específico de base al inicio de la crecida; CE: coeficiente de escorrentía; Qmax: caudal específico máximo en 10 minutos; Tiempo de respuesta: intervalo de tiempo entre el centroide de la tormenta y el pico de caudal

Table 1. Main characteristics of the floods recorded in Munilla catchment.

El dispositivo experimental ha registrado 27 crecidas entre 2012 y 2016. La tabla 1 recoge las características generales de estas crecidas. Presentan coeficientes de escorrentía bastante reducidos (valor medio <0,1), tiempos de respuesta elevados, con un valor medio de 8 horas 20 minutos, y picos de caudal también moderados (valor medio 34 l/s/km^2). Se trata de crecidas en general largas, con una duración media superior a 1 día, lo que puede estar indicando la presencia de procesos de escorrentía subsuperficial (Freeze, 1972).

En la figura 2 se han representado los hidrogramas de dos crecidas producidas en diferentes condiciones de humedad de la cuenca, que permiten intuir el comportamiento hidrológico de la misma. El 2 de julio de 2014, en condiciones secas, tal como refleja la ausencia de caudal inicial en el cauce principal, se registra una precipitación de 23,7 mm. La cuenca parece responder de forma relativamente rápida pero muy limitada, con un coeficiente de escorrentía apenas apreciable (0,003). Con una precipitación algo inferior y de menor intensidad horaria, pero con condiciones húmedas, en marzo de 2016 se registra una crecida más importante, con un coeficiente de

escorrentía de 0,12 y un pico de caudal de 33,5 l/s/km². Su tiempo de respuesta elevado (> 9 h) y una curva de recesión muy larga (3 días, 21 h, 20´) parecen poner de manifiesto el importante papel de regulación hídrica que ejercen los suelos de los bancales. Estos poseen una importante capacidad de infiltración, que favorece la circulación subsuperficial, retarda la llegada de la escorrentía a los cauces y favorece una curva de agotamiento de mayor duración.

La información sobre los cambios hidrológicos se completa con el cálculo de la conectividad hidrológica de la cuenca en 1956 y 2014. En cuencas de campos abandonados se ha observado que tras el abandono se produce una importante reducción de la conectividad hidrológica debido a los procesos de recolonización vegetal (López-Vicente et al., 2017; Buendía et al., 2016), que dificultan la transferencia de agua y sedimentos dentro de la cuenca. En el caso de Munilla, Lana-Renault et al. (2018) han estimado una reducción de la conectividad del 7,7% entre estas dos fechas. Esta reducción es mucho menor que las obtenidas en el mismo trabajo para las cuencas pirenaicas de Arnás (28%) y Araguás (55%), donde se han producido repoblaciones forestales y una recolonización vegetal que ha originado cubiertas de matorral de mayor densidad. En Munilla, por el contrario, apenas hay vegetación forestal, domina el matorral disperso y se han producido desprendimientos en los bancales, que favorecen la conectividad (Calsamiglia et al., 2017) y pueden estar influyendo en que la reducción sea menor.

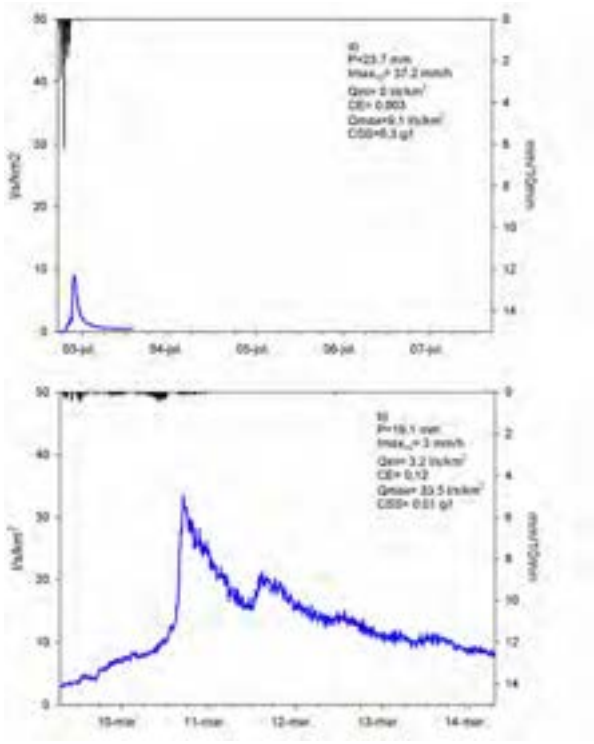


Fig. 2. Hietogramas e hidrogramas de dos crecidas en condiciones hidrológicas diferentes.
Fig. 2. Hietograms and hydrographs of two floods in different hydrological conditions.



Fig. 3. Cartografía de los muros de las terrazas y localización de los movimientos en masa.
Fig. 3. Location of mass soil movements on terraces.

Durante las crecidas, la concentración media de sedimentos fue de 1.7 g/l,), alcanzando magnitudes más elevadas en eventos hidrológicos donde confluyen precipitaciones abundantes con un elevado grado de humedad en la cuenca. Este es el caso de la crecida de marzo de 2015, en la que se alcanza la máxima concentración de sedimentos (6,85 g/l). La precipitación fue importante (78,9 mm) y las condiciones de humedad previas también eran elevadas.

Movimientos en masa

Las caídas de piedras y los deslizamientos son los procesos más frecuentes en los muros de los bancales. En Munilla se han contabilizado 632 movimientos en masa en 2016 (Fig.3).

Las pautas de su distribución son complejas. Estos aparecen tanto en laderas cóncavas como convexas, aunque su porcentaje es un poco más elevado en éstas últimas (53,1% frente a 46,9%). Son más frecuentes en pendientes entre 30% y 45%, intervalo que corresponde con el desnivel medio de la cuenca, y disminuyen en intervalos de pendientes superiores debido a que los bancales están menos representados en ellos. Finalmente, son más abundantes en las partes bajas de las laderas.

No obstante, esta distribución no es estadísticamente representativa, de forma que variables topográficas como pendiente o curvatura de la ladera no muestran relación significativa con la presencia de estos movimientos en masa (Ruiz-Flaño et al., 2013).

En la actualidad se está realizando un muestreo más detallado que contempla un mayor número de variables y de características de las parcelas con el fin de buscar relaciones más relevantes.

Conclusiones

En este trabajo se han presentado los resultados sobre el comportamiento hidrogeomorfológico de una cuenca ocupada por bancales abandonados en Cameros Viejo (Sistema Ibérico). Las crecidas se caracterizan por coeficientes de escorrentía bajos, tiempos de respuesta lentos y largas curvas de recesión, características de áreas con circulación subsuperficial de agua y con suelos profundos y bien estructurados. Las concentraciones de sedimentos son también reducidas, a pesar del elevado número de movimientos en masa de los muros de los bancales. Las cicatrices de estos desprendimientos actúan como áreas fuentes de sedimentos, pero tienen importantes problemas de conectividad con los cauces.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado con el apoyo financiero del proyecto ESPAS (Escenarios de producción de agua y sedimentos a partir de cambios de vegetación y usos del suelo: efectos de la gestión activa y pasiva del territorio) (CGL2015-65569-R), financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad (Gobierno de España).

Bibliografía

Arnáez, J., Lana-Renault, N., Lasanta, T., Ruiz-Flaño, P., Castroviejo, J. 2015. Effects of farming terraces on hydrological and geomorphological processes. A review. Catena 128, 122-134.

Buendía, C., Bussi, G., Tuset, J., Vericat, D., Sabater, S., Palau, A., Batalla, R.J. 2016. Effects of afforestation on runoff and sediment load in an upland Mediterranean catchment. Science of the Total Environment 540, 144-157.

Calsamiglia, A., Fortesa, J., García-Comendador, J., Lucas-Borja, M.E., Calvo-Cases, A., Estrany. J. 2017. Spatial patterns of sediment connectivity in terraced lands: anthropogenic controls of catchment sensitivity. Land Degradation & Development 29, 1198-1210.

Freeze, R.A. 1972. The role of subsurface flow in generating surface runoff. 2. Upstream source areas. Water Resources Research 8 (5), 1271-1283

Gallart, F., Llorens, P., Latron, J. 1994. Studying the role of old agricultural terraces on runoff generation in a Mediterranean small montainous basin. Jornal of Hydrology 159, 291-303.

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

García-Ruiz, 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. Journal of Hydrology 356, 245-260.

Gordon, N.D., McMahon, T.A., Finlayson, B.L., Gippel, C.J., Nathan, R.J. (2004). Stream hydrology: an introduction for ecologists. Jhon Wiley & Sons, Chichester, 429p.

Lana-Renault, N., López-Vicente, M., Nadal-Romero, E., Ojanguren, R., Llorente, J.A., Errea, P., Regüés, D., Ruiz-Flaño, P., Khorchani, M., Arnáez, J., Pascual, N. 2018. Catchment based hydrology under post farmland abandonment scenarios. Cuadernos de Investigación Geográfica-Geographical Research Letters 44(2), 503-534.

López-Vicente, M., Nadal-Romero, E., Cammeraat, E.L.H. 2017. Hydrological connectivity does change over 70 years of abandonment and afforestation in the Spanish Pyrenees. Land Degradation & Development 28 (4), 1298-1310.

Ruiz-Flaño, P., Lana-Renault, N., Ortigosa, L., Galilea, I., Llorente, J.A., Arnáez, J. 2013. The effect of terrace abandonment on the restitution of the drainage network and soil erosion. IAG, Paris.

6
Geomorfología y cambio global

Abandono rural y declive de los procesos geomorfológicos en la cordillera cantábrica. Estudio de caso en el Alto Pisuerga

A. Pisabarro y E. Serrano

Departamento de Geografía. Universidad de Valladolid, Valladolid, Castilla y León

RURAL ABANDONMENT AND DECLINE OF GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES IN THE CANTABRIAN MOUNTAINS. THE CASE STUDY OF EL ALTO PISUERGA: After rural abandonment, vegetation has colonized crop fields and grasslands reducing runoff and modifying geomorphological processes in the mountainous headwaters. This is area, the Alto Pisuerga catchment (233km^2) is one of the most depopulated areas in the Cantabrian Mountains with less than 2 hab / km^2. The main objective was to know the sedimentary response after the land cover changes in this basin whose waters are regulated by a reservoir. The analysis of grain-size of the reservoir landfill show that the size transported is decreasing with the time. The sediment transport on the different sub-catchments allows to identify the land covers more prone to erosion.

Palabras clave: Cordillera Cantábrica, Despoblación, Uso del suelo, Sedimentología, Granulometría
Key words: *Cantabrian Mountains, Depopulation, Land Use, Sedimentology, Granulometry*

Introducción

Las áreas montañosas e interiores del sur de Europa han sufrido una transformación intensa de los paisajes como consecuencia de la emigración a las áreas urbanas desde mediados del pasado siglo. Las tierras de cultivo y los pastos de montaña han sido colonizados generalmente por bosques y matorrales (Pereira y Navarro, 2015) y se comienza a tener la certeza de que han generado un notable descenso de la escorrentía. Este hecho ya se ha constatado en los Pirineos (López-Moreno et al. 2014) y en la Cordillera Cantábrica (Morán-Tejeda, 2010). La disminución de la escorrentía es un hecho suficiente para modificar la capacidad erosiva en las laderas. De hecho, las repoblaciones forestales de los años 1960 y 70 tenían como objetivo la reducción de la carga de sedimento que llegaba a los embalses (García-Ruiz et al., 2015). Esto conlleva a la disminución de procesos morfogenéticos y geoformas activas, que en la Cordillera Cantábrica están muy vinculados a la solifluxión producida por la fusión nival como ya apuntaban Bertrand y Bertrand (1986). Además, si la aportación de sedimento desciende, se pueden alterar otros elementos como las condiciones de estabilidad de los ríos (Vericat y Batalla, 2006). Por ello, el objetivo del trabajo es analizar hasta qué punto los cambios históricos sobre las cubiertas tienen capacidad para alterar la respuesta sedimentaria en áreas de montaña.

El área de estudio

Situada en el sector oriental de la Montaña Palentina (Fig.1), vertiente Sur de la Cordillera Cantábrica, el Alto Pisuerga es uno de los espacios más despoblados de la Cordillera con una densidad de población inferior a 2 hab/km^2 con menos de 500 habitantes.

Es una cuenca con altitudes entre 1050 y 2200 m formada en materiales del Carbonífero, esquistos y pizarras muy terríge-



Fig.1. Mapa de localización del Alto Pisuerga
Fig. 1. Location map of Alto Pisuerga

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

nos y deleznables con crestas calcáreas de edad Westfaliense organizadas estructuralmente en torno a tres grandes sinclinales. Al Este limita con la cobertera triásica formada por conglomerados del Buntsandstein.

La precipitación anual media está entre los 800 y 1900 mm dependiendo de la altitud y la orientación, y la mayoría se produce en forma de nieve con una gran irregularidad interanual. El embalse de Requejada (66,4 Hm^3) se sitúa a la salida de la cuenca y fue construido entre 1920 y 1940 para regadío y producción hidroeléctrica. Este ha registrado una disminución de las aportaciones en un 21,4% entre 1955 y 2017 sin que las precipitaciones hayan disminuido (Pisabarro et al., *en prensa*). La vegetación actual está compuesta en un 60% por bosques (roble y haya) y matorral, una cifra que en 1956 era de apenas el 18%. La mayor parte de esta colonización se ha dado sobre antiguos campos de cultivos y pastos en altura.

En general la erosión está en declive en la cuenca debido al abandono de las actividades como la minería (terminó entre los 1970 y 90), la agricultura (eliminada entre los 1940 y 70) y el sobrepastoreo de ganado trashumante, extinguido entre el siglo XIX y los 1990. Estas actividades alteraban los suelos y la cubierta vegetal e incrementaron la erosión y el transporte de sedimento (Nossin,1959) hasta que su cese cambió la dinámica del paisaje.

Metodología

El método se divide en dos. La primera parte ha consistido en el análisis del patrón granulométrico de aterramiento dentro del embalse de Requejada en un perfil litoestratigráfico lacustre formado en su interior desde el llenado del embalse en 1940. Este se ha realizado siguiendo el método de Vaudour (1979) y los parámetros estadísticos para realizar las curvas granulométricas son los señalados por Folk y Ward (1957). Los resultados se han comparado con la serie histórica de caudales de entrada al embalse obtenidos de la Confederación Hidrográfica del Duero y con el contenido en materia orgánica del sedimento calculado mediante el método de "pérdida por ignición" (Gale y Hoare, 1991). La segunda parte ha consistido en la correlación del sedimento transportado en suspensión en cada uno de los afluentes del Alto Pisuerga con la superficie de los distintos usos de suelo en las subcuencas. Para ello se han medido los caudales el 13 de mayo de 2017 bajo un régimen de aguas medias-bajas en la salida de 9 subcuencas de tamaños diversos mediante el método de aforo por vadeo con ayuda de un velocímetro. La medida de todos los caudales se realizó en un intervalo de 4 horas. Para el cálculo de la sección se habían realizado con anterioridad los perfiles transversales de los lechos de los arroyos utilizando una estadía apoyada en el fondo del lecho cada 10 cm. y un distanciómetro láser nivelado. La altura de la lámina de agua se midió respecto a una marca conocida. Para el cálculo del sedimento en suspensión se han recogido 40 litros en el centro del cauce mediante un recipiente en 4 tomas en el momento en el que se miden los caudales. Todo el agua recogida se ha pasado a través de un tamiz de 50 µm recuperando las arenas y parte de los limos. El sedimento atrapado en el tamiz luego fue secado y pesado en una báscula de precisión en el laboratorio.

Resultados y discusión

Patrón granulométrico

El depósito lacustre de 151 cm ha rellenado el embalse en 75 años, desde 1940. Aunque la arcilla está bien representada en todo el perfil, la tendencia general muestra una clara evolución del material grueso a fino, de un porcentaje mayor de arenas (44,8%) a una mayor proporción de limo y arcilla, (71%) (Fig.2). Se pasa de un tamaño medio de grano de 1,1 mm en la década de 1940 a 0,8 mm en las capas más recientes, posteriores a CA-8. La proporción de materia orgánica aumentó también de forma exponencial en esa parte del perfil. Conociendo que el tamaño y la materia orgánica cambian simultáneamente sus tendencias, estas se pueden correlacionar con el cambio de tendencia en las anomalías del caudal experimentadas en la década de 1980. Para poder representar este hecho en la figura, al no tener dataciones se han distribuido uniformemente los horizontes del perfil asumiendo el error de la existencia de una

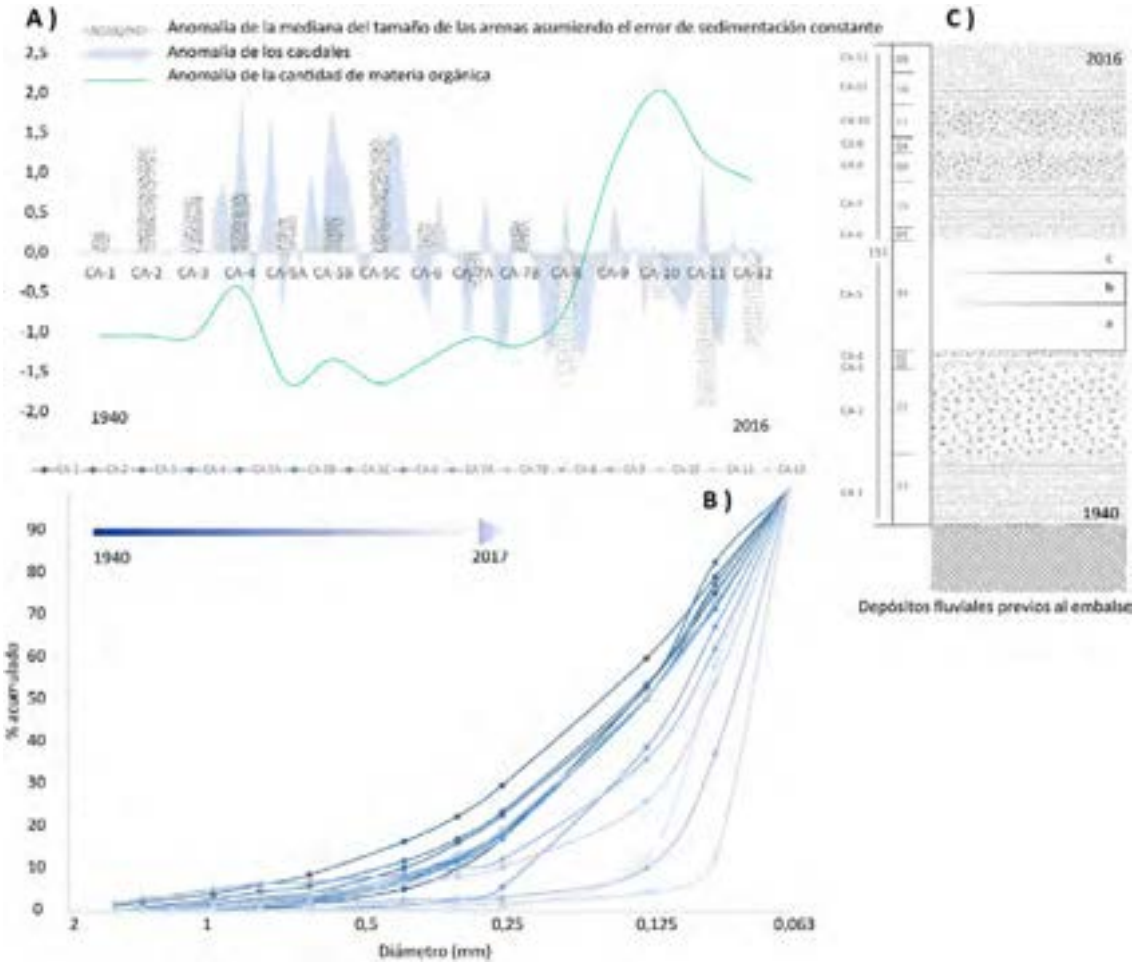


Fig. 2. Cambios sedimentológicos del depósito del embalse de Requejada (1940-2016). A) Comparación entre la tendencia del tamaño de grano, caudal y materia orgánica. B) Evolución del tamaño de las arenas. C) Composición de la textura del depósito
Sedimentological changes on the Requejada reservoir deposit (1940 – 2016). A) Comparison between trends in grain size, water flow, and organic matter. B) Sands size distribution the timespan. C) Texture composition of the deposit

sedimentación constante. Estos resultados irían en la línea de lo apuntado hasta ahora en otras cabeceras montañosas donde se ha detectado un descenso de la carga sedimentaria después de la expansión del matorral sobre cultivos y pastizales abandonados (Lasanta et al. 2010) reduciendo los procesos geomorfológicos activos (García-Ruíz et al. 2010).

Cubiertas y transporte de sedimento

La correlación de resultados de la carga sedimentaria con las cubiertas de suelo predominantes en cada subcuenca (Tablas 1 y 2) no es estadísticamente significativa y es necesario hacer nuevas medidas bajo regímenes de aguas altas. En todo caso, los datos disponibles indican una correlación positiva a favor de la erosión con algunas cubiertas que puede darnos algunas pistas. En concreto destacan el hayedo y el suelo sin vegetación. Resulta coherente que el hayedo sea un espacio productor de sedimento ya que apenas tiene sotobosque y el suelo está desprovisto de protección frente a la escorrentía.

Al contrario, las subcuencas con mayor superficie de afloramientos rocosos tienen un coeficiente de correlación alto pero inversamente proporcional.

La pradera parece no tener gran incidencia y esto se corresponde con el análisis que realizaron García-Ruiz et al. (1995) en los Pirineos como la cubierta que mejor evita la erosión y el transporte de sedimento. En relación con el abandono, al corresponderse con el suelo sin vegetación lo que anteriormente fueron cultivos es posible

% en cada subcuenca	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cultivos abandonados	5,4	5,2	4,7	2,3	1,7	6,5	3,1	4,3	6,4
Pastos	15,7	16,0	13,6	20,4	16,6	13,0	15,2	15,0	17,1
Matorral	25,9	30,0	18,6	25,2	26,1	21,6	13,2	26,5	42,3
Suelo sin vegetación	13,3	10,8	10,8	7,0	10,2	19,2	13,4	18,5	6,4
Afloramientos rocosos	3,0	3,6	3,9	1,6	3,2	3,1	8,2	5,0	1,7
Bosque mixto	10,0	9,6	10,0	14,7	13,0	9,0	11,7	7,0	7,0
Robledal *Q.pyrenaica*	16,5	14,9	34,6	16,5	17,9	17,6	32,8	12,8	9,9
Hayedo *F.sylvatica*	10,2	9,9	3,9	12,4	11,4	10,1	2,5	11,0	9,1
Superficie (km^2)	143,68	66,46	50,20	17,46	25,49	52,54	16,65	11,57	15,26
Caudal m^3/s	1,16	0,30	0,17	0,05	0,13	0,48	0,10	0,12	0,08
Tasa transporte media (g/s)	$2{,}9\cdot10^{-1}$	$1{,}5\cdot10^{-1}$	$1{,}1\cdot10^{-2}$	$3{,}8\cdot10^{-2}$	$9{,}7\cdot10^{-2}$	$2{,}4\cdot10^{-1}$	$6{,}2\cdot10^{-3}$	$7{,}7\cdot10^{-4}$	$5{,}1\cdot10^{-3}$
Carga específica ($g/s\cdot km^2$)	$2{,}0\cdot10^{-3}$	$2{,}2\cdot10^{-3}$	$2{,}1\cdot10^{-4}$	$2{,}2\cdot10^{-3}$	$3{,}8\cdot10^{-3}$	$4{,}6\cdot10^{-3}$	$3{,}7\cdot10^{-4}$	$6{,}6\cdot10^{-4}$	$3{,}3\cdot10^{-4}$

Tabla 1. Resumen de la proporción de cubiertas, caudal y carga transportada en suspensión para cada subcuenca, 13/05/2017.
Table 1. Sumary of land covers, flow water and sediment yield for each sub-catchment, 13/05/2017.

Coeficiente de correlación ρ de Spearman	
Campos abandonados	-0,017
Pastos	0,050
Matorral	0,100
Suelo sin vegetación	0,167
Afloramientos rocosos	-0,267
Bosque mixto	0,200
Robledal *Quercus pyrenaica*	-0,033
Hayedo *Fagus sylvatica*	0,583

Tabla 2. Test no-paramétrico ρ de Spearman entre carga específica ($g/s\cdot km^2$) y % de cubiertas en cada subcuenca.
Table 2. Non-parametric test Spearman's ρ relating specific sediment yield with land covers % in each sub-catchment.

que su progresiva eliminación corrobore la disminución del ritmo de sedimentación apuntada anteriormente.

Conclusiones

Se ha constatado la disminución de la escorrentía entre 1955 y 2017. La disminución de la escorrentía en el Alto Pisuerga provoca una disminución de la textura del sedimento transportado aguas abajo y posiblemente un incremento de la materia orgánica.

A falta de nuevas comprobaciones en regímenes de aguas altas, los valles con más suelo sin vegetación o con bosques sin sotobosque parecen favorecer la erosión y el transporte de sedimento. Es precisamente el suelo sin vegetación la cubierta que más se ha reducido desde el abandono mientras los hayedos han permanecido estables.

Agradecimientos
Investigación financiada por el MECD (FPU13/05837) apoyada por el proyecto CGL2015-68144-R MINECO. A Manuel, Gómez Lende, Ramón Pellitero, Patricia Fidalgo, Alberto Merino, Raúl Gutiérrez, y Víctor Martínez por su ayuda en el trabajo de campo.

Biblliografía

Bertrand, C., Bertrand, G., 1986. La végétation dans le géosystème. Phytogéographie des montagnes cantabriques centrales (Espagne). Revue Géographique des Pyrénées 57, 291–312.

Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Research, 27, 3-26.

Gale, S.J., Hoare, P.G., 1991. Quaternary sediments: petrographic methods for the study of unlithified rocks. Belhaven Press, New York, 323 p.

García-Ruiz, J.M., Lasanta, T., Ortigosa, L., Ruiz-Flaño, P., Martí, C., González, C., 1995. Sediment yield under different land uses in Spanish Pyrenees. Mountain Research Development, 15, 229–240.

García-Ruiz, J.M., López-Moreno, J.I., Lasanta, T., 2015. Los efectos geoecológicos del cambio global en el Pirineo Central español: una revisión a distintas escalas espaciales y temporales. Pirineos 170, e012.

Lasanta, T., Nadal, E., Serrano-Muela, M.P, 2010. Escorrentía y erosión tras el abandono de tierras de cultivo en montaña: resultados de la Estación Experimental "Valle de Aísa" Pirineos 165, 115–133.

López-Moreno, J. I., Zabalza, J., Vicente-Serrano, S.M., Revuelto, J., Gilaberte, M., Azorín, C., Morán, E., García-Ruiz, J.M., Tague, C., 2014. Impact of climate and land use change on water availability and reservoir management: Scenarios in the Upper Aragón River, Spanish Pyrenees. Science of Total Environment, 493, 1222–1231.

Morán-Tejeda, E., Ceballos-Barbancho, A., Llorente, J.M., 2010. Hydrological response of Mediterranean headwaters to climate oscillations and land-cover changes: The mountains of Duero River basin (Central Spain). Global Planetary Change 72, 39–49.

Pereira, H.M., Navarro, L.M., 2015. Rewilding european landscapes. Springer. New York, 239 pp.

Nossin, J.J., 1959. Geomorphological aspects of the Pisuerga drainage area in the Cantabrian Mountains. Leidse Geologische Mededellingen, 24, 283–406.

Vaudour, J., 1979. La région de Madrid, altérations, sols et paléosols: contribution à l'étude géomorphologique d'une région méditerranéenne semi-aride. Ophrys, Gap.

Vericat, D., Batalla, R.J. 2006. Sediment transport in a large impounded river: The Lower Ebro, NE Iberian Peninsula. Geomorphology 79(1):72-92.

Evaluación de la pérdida de capacidad en la presa fluyente de Cantillana: tramo bajo del río Guadalquivir (Sevilla)

R. Baena-Escudero[1], A. González-Sayago[1,2] e I. Guerrero-Amador[1]

[1] *Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional. Universidad de Sevilla, Sevilla, Andalucía.*
[2] *Máster en Recursos Hídricos y Medio Ambiente. Universidad de Málaga, Málaga, Andalucía.*

ASSESSMENT OF THE DECREASE WATER-STORAGE CAPACITY IN CANTILLANA RUN-OF-RIVER DAM: LOWER GUADALQUIVIR RIVER (SEVILLE): The siltation caused by the run-of-river Cantillana dam built in 1956 on the channel of the lower Guadalquivir River is evaluated. For this, different sections and bathymetries obtained from the plans of the Site Project are compared with those made in 2012 and 2014. All the same, the reduction of the water surface area of the impoundment to normal maximum level in 1956 and 2010 is evaluated. The result is a decrease in the water surface of the reservoir of 36.5% with an average depth loss of 2 m. This means that, at present, the reservoir has a storage capacity of less than half (44.5%), due to the accumulation of lateral fines and the entrance of bottom sediments at the end of the impoundment and the mouth of the tributaries.

Palabras clave: presa fluyente, volumen almacenado, pérdida de capacidad, río Guadalquivir.
Key words: run-of-river dam, water-storage, decreasing capacity, Guadalquivir river.

Introducción

Es un hecho conocido que la construcción de presas en los ríos genera una importante alteración de las condiciones del flujo y del tránsito sedimentario con las consiguientes repercusiones morfohidrológicas en el cauce y la llanura de inundación (Leopold et al., 1964; Petts, 1980; Skalak et al., 2013; Baena et al., 2014). Una de las más estudiadas es la progresiva colmatación de los embalses donde se retiene la totalidad de la carga de fondo (gravas y arenas) y gran parte de la que circula en suspensión que, en ciertos casos, alcanza valores de hasta el 90% (Sanz et al., 1999).

En la cuenca hidrográfica del Guadalquivir, la construcción de las primeras presas sobre el cauce en su tramo de valle aluvial, se remonta a inicios del s. XX con las de Mengíbar en el tramo Alto (Jaén, 1916), El Carpio en el Medio (Córdoba, 1922) y Alcalá del Río en el Bajo (Sevilla, 1930); continuando durante las décadas de los 50 y 60 con las presas de Pedro Marín (1954), Doña Aldonza (1955), Marmolejo (1962) y Puente de la Cerrada (1963) en el tramo Alto, y Cantillana (1956) en el Bajo. Pese a que todas son presas fluyentes y por tanto no tienen como finalidad la de almacenar agua o regular las crecidas, las del tramo Alto se encuentran en la actualidad colmatadas a entre un 70 y un 96% de su capacidad (Cobo, 2008); mientras que las del tramo Medio y Bajo, siendo evidente su colmatación, permanecen aún sin cuantificar. Por ello, el objetivo de este trabajo es evaluar la colmatación del embalse de Cantillana en los 17,14 km de longitud entre la ubicación de la presa y la aceña de Alcolea del Río (Fig.1). Aquí situaban los planos del embalse (1952) su inicio a nivel máximo normal (N.M.N.) de 18,75 m s.n.m. La presa se diseñó en origen para la navegación y la producción de energía hidroeléctrica con una longitud de 200 m y 6,90 m de anchura de paso por donde discurre la carretera SE-126. Los vanos, de 15 m de ancho por 10,25 m de alto sobre el umbral del fondo, están regulados mediante 8 compuertas móviles de accionamiento vertical desde el acorazado del lecho situado a 9,5 m s.n.m. El río en la zona discurre como cauce meandriforme de media sinuosidad con divagación libre de sus meandros sobre sedimentos aluviales, sin que su fondo alcance, en ningún momento, sustrato coherente del Neógeno o Paleozoico.

Metodología

La marcada estabilidad de la lámina de agua del embalse a lo largo del año (18,75 m), salvo durante las avenidas debido al sistema de compuertas móviles, permite comparar la variación en la superficie de la misma entre 1956, inicio del funcionamiento de la presa y 2010. Para ello se ha elaborado una cartografía de la lámina de agua mediante

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

digitalización por sectores de 2.000 m del embalse a partir de la interpretación de los fotogramas aéreos del vuelo americano de 1956 (US Army, escala 1:33.000) y utilizando como base el fotomosaico WMS (Ortofoto Digital Pancromática de Andalucía, REDIAM), georreferenciada en ED1950, UTM30N y posteriormente convertida al sistema de coordenadas ETRS89, UTM30N. Del mismo modo se procedió con la orto-imagen a color (IECA 2010-2011) a E. 1:10.000 de la IDE Andalucía.

Para comparar la situación del cauce inmediatamente aguas arriba de la presa antes de su instalación con respecto a la actual, se ha digitalizado el plano topográfico (equidistancia 0,5 m) del proyecto de emplazamiento (E., 1:500) de 1932 (ICA) tomando como profundidad 0 el N.M.N, a la que se superpuso otra batimetría realizada el 9 de agosto de 2012. Esta última (E., 1:5.000) para todo el vaso de embalse, fue realizada por la empresa ESGEMAR S.A. mediante ecosonda digital monofrecuencia de 200 kHz (Foruno FVC) con registro continuo en coordenadas geográficas y UTM. La corrección del nivel de la lámina de agua respecto al de referencia (n.m.m. en Alicante) se obtuvo mediante la medida del nivel de agua en las compuertas de la presa ese día que era de 17,93 m. A partir de ellas, también se realizaron sendas secciones transversales sobre un mismo lugar (Cs3).

çPor otro lado, y con el fin de contrastar la precisión del modelo batimétrico, se procedió, mediante línea maestra y sonda manual, a la medida de la profundidad del cauce cada 10 m en dos secciones transversales situadas aguas arriba de la presa (Cs1 y Cs2) además de a un muestreo de profundidades (P1, P2, P3, P4 y P5) por el curso del río en la zona (Fig.1).

Los resultados obtenidos coincidieron con los proporcionados por el estudio batimétrico salvo en lo que se refiere a las orillas del cauce donde se apreciaron discrepancias de entre 0,5 y 2,5 m menos de profundidad respecto a lo interpretado por el modelo HYPACK a partir de ecosondas. Ello, aunque no invalida el modelo, dado la longitud del cauce representado y su amplitud (2,7 millones de m^2), sí que plantea una profundidad real menor del vaso de embalse en los laterales próximos a las orillas.

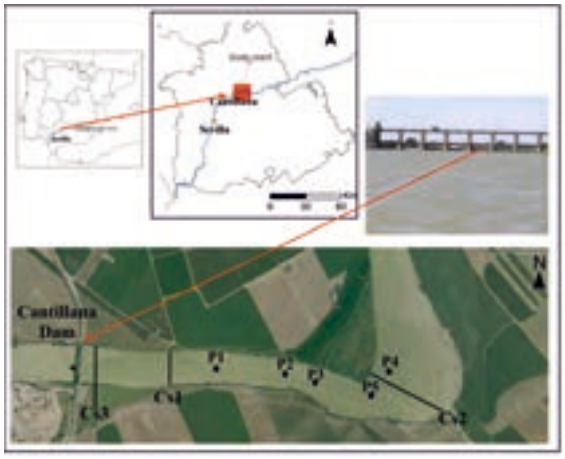


Fig.1: Localización de la presa de Cantillana, del tramo de estudio y situación de las secciones transversales y puntos de control realizados.
Fig. 1. Cantillana Dam location, study reach, and situation of the cross-section and checkpoint estimated.

Resultados

Profundidad del embalse

La comparación de las batimetrías de detalle realizadas en el cauce inmediato a la presa para 1932 y 2012, ponen de manifiesto la nivelación del fondo del embalse debido al relleno sedimentario de entre 3,25 m (aguas arriba) y 0,75 m (sector de la presa), junto con una fuerte colmatación de los laterales con valores medios de entre 4,25 y 1,25 m según las orillas. De igual modo en las secciones obtenidas en Cs3, también se constata la pérdida de profundidad del vaso, destacando la colmatación local producida en la margen izquierda, inundada en 1956 y la pérdida de profundidad del lecho de 3 m de máximo y 2 m de media en el conjunto de la sección. Ello supone para el período considerado, tasas de acumulación de 3,75 cm/año en este sector inmediato a la presa donde sólo llegan sedimentos finos transportados en suspensión.

En el resto del embalse esta situación se incrementa y extiende hasta la cola, donde las profundidades medias oscilan entre 1 y 2 m (Fig. 2). Esto confirma no solo una menor capacidad hídrica de la presa en la actualidad, sino también de evacuación de caudales durante las crecidas respecto a la situación de 1956.

Cambios en la superficie hídrica

De manera global, se identifica una apreciable reducción del área inundada entre

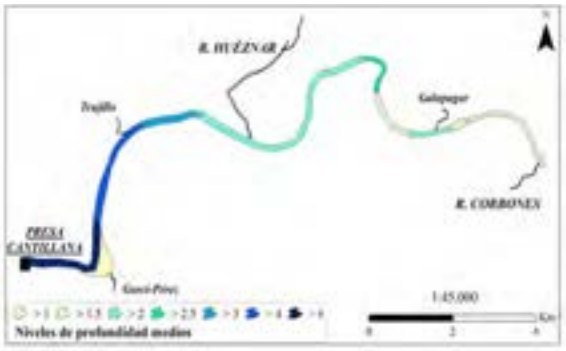


Fig. 2.: Profundidad media del embalse a partir de la batimetría de 2012.
Fig. 2. Average depth of the impoundment from the channel bathymetry of 2012

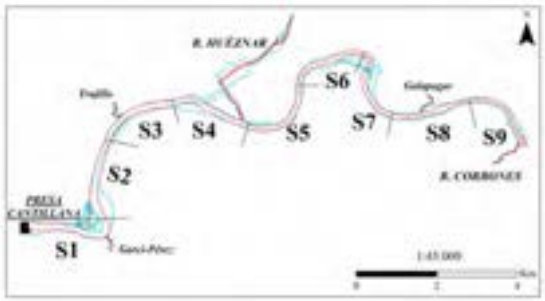


Fig. 3: Variación de la lámina de agua del embalse de Cantillana en 1956 (azul) y 2010 (rojo), se indican los sectores utilizados y los tramos bajos de los afluentes que integran el vaso.
Fig. 3. Water sheet variation of the Cantillana impoundment in 1956 (blue) and 2010 (red). It shows the used sectors and lower reaches of its tributaries.

ambas fechas, con un estrechamiento generalizado de la misma (Fig. 3). Así, mientras en 1956 la superficie del embalse, incluyendo tanto el cauce principal como el de los afluentes, alcanzaba las 423,57 ha, en 2010 esta se había reducido hasta las 268,97 ha. Lo que supone un 36,5% menos (154,6 ha) y, por tanto, una reducción en la cantidad de agua embalsada (Tabla 1).

Su análisis por sectores permite constatar que aun cuando la tendencia a la reducción es mayor y progresiva desde cola (S9) a cabecera del embalse (S1), sin embargo, hay un sector intermedio (S4) donde la disminución es mucho mayor (Fig. 4). Esto se explica por la entrada del afluente principal Rivera de Huéznar que ha colmatado todo su tramo final al discurrir este sobre la llanura de inundación del Guadalquivir.

También destacan los inapreciables cambios acaecidos en el S1, el más alejado de las áreas de aporte sedimentario, con fuerte erosión del "*point-bar*" que en 1956 ocupaba la margen derecha del meandro donde se inicia el tramo. En cuanto a la reducción observable en el final del embalse (sectores S6 a S9), se vincula tanto a la migración de un meandro (S6 y S7) como a la entrada de sedimentos de los afluentes Galapagar (S8) y Corbones (Fig.3, Tabla 1).

	A_1 1956 (ha)	A_2 2010 (ha)	A_1-A_2 (ha)	-Δ. (%)
S1	54.61	51.13	3.48	6.38
S2	53.12	40.42	12.70	23.90
S3	41.33	29.90	11.43	27.66
S4	109.87	38.63	71.23	64.84
S5	26.02	24.12	1.90	7.27
S6	35.56	23.72	11.84	33.30
S7	34.64	20.94	13.70	39.56
S8	35.20	22.03	13.16	37.40
S9	33.24	18.08	15.16	45.61
T	423.57	268.97	154.60	36.50

Tabla 1. Cuantificación de la superficie de la lámina de agua (A) del embalse de Cantillana en 1956 y 2010 por sectores (S).
Table 1. Quantification water sheet surface (A) stored in Cantillana impoundment between 1956 -2010 according to study sectors (

La pérdida de capacidad

En cuanto a la capacidad inicial del embalse los datos disponibles son discrepantes y variados. Oscilan entre los 21 hm³ como volumen total y los 7,77 hm³ a N.M.N. que figuran en el Inventario de Presas y Embalses del Ministerio de Agricultura y Medio Ambiente. Por su parte, el Catálogo de presas y embalses de la demarcación hidrográfica del Guadalquivir (CEDEX) o el Inventario de presas y embalses andaluces de la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio de la Junta de Andalucía, estiman esta capacidad en 14 hm³. La consideración de este último valor como volumen máximo para 1956, supondría, en relación con la superficie calculada por nosotros para ese año (Tabla 1), una profundidad media estimada de 3,3 m según: $V = S.h$ (siendo V la capacidad del embalse, S la Superficie y h la profundidad media). Por tanto y contemplando una reducción mínima de la profundidad media en el embalse que según la batimetría de 2012 ronda los 2,5-3 m, los cálculos del volumen actual oscilaría entre los 6,7 y los 8 hm³ en el mejor de los casos. Cifras estas que se aproximan a los 7,77 hm³ que figuran como capacidad de la presa a N.M.N. en el Inventario

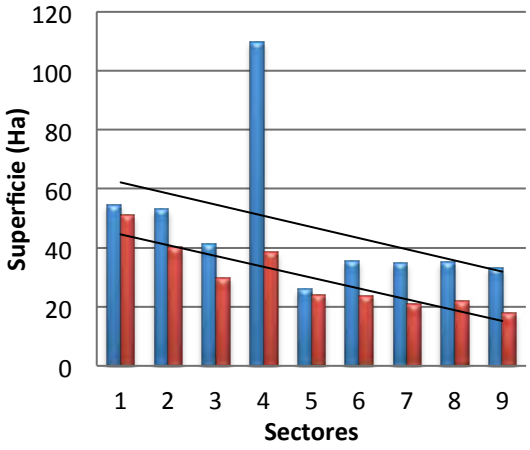


Fig. 4: Variación de la superficie de lámina de agua embalsada en Cantillana entre 1956 (azul) y 2010 (rojo) según sectores de estudio.

FIG. 4. Variation water sheet surface stored in Cantillana impoundment between 1956 (blue) and 2010 (red) according to study sectors.

de presas y embalses del Ministerio y que nosotros entendemos corresponde a la capacidad actual. Por ello y si sólo nos atenemos a los datos oficiales: 14 hm^3 a N.M.N. en 1956 y 7,77 hm^3 en la actualidad (2010), la reducción en la capacidad del embalse de Cantillana por colmatación asciende a algo más de la mitad (55,5%) en los 56 años considerados.

Conclusiones

La presa de Cantillana, en sus más de 60 años de funcionamiento, ha provocado una importante interrupción en el tránsito sedimentario que se manifiesta en la reducción general de la anchura del cauce por sedimentación en sus orillas pero también en los tramos finales de sus afluentes, destacando la convergencia de ambos procesos en el entorno inmediato del afluente Rivera de Huéznar. Igualmente se constata una colmatación importante de su fondo, con valores máximos estimados de 3 m en el entorno de la presa y de 2 m de media para todo el vaso del embalse. La colmatación de este se ha producido de "cola" a "cabecera", con una reducción a menos de la mitad de su capacidad inicial de almacenamiento de aguas a N.M.N. estimada para hoy en día en el 44,5%, lo que arroja tasas medias de reducción para el periodo considerado del 1% al año (1,02%), y ello pese a tratarse de una presa de tipo fluyente que son las que menor colmatación generan.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por el proyecto LOU 68 y 83 (2338/0741) "Evaluación de la colmatación del río Guadalquivir aguas arriba de la presa de Cantillana (Sevilla)". Es una contribución al G.I. *HUM-697 Geografía Física Aplicada y Patrimonio* del PAI. Nuestro agradecimiento a D. Gonzalo Liñán por su amabilidad y las facilidades prestadas para acceder a la información batimétrica.

Bibliografía

Baena, R., Guerrero, I, García, B., Posada, C. 2014. Ocupación antrópica y riesgos de inundación en la Llanura del Río Guadalquivir (Sector Palma del Río-Sevilla, España). Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles 72 (3), 142-167.

Cobo, R. 2008. Los sedimentos de los embalses españoles. Ingeniería del Agua 15 (4), 231-241.

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

Petts, G.E. 1980. Long-term consequences of upstream impoundment. Environmental Conservation 7 (4), 325-332.

Sanz, M.E., Avendaño, C. y Cobo, R. 1999. Influencia de los embalses en el transporte de sedimentos hasta el río Ebro (España). En Hydrological and geochemical processes in large-scale river basins. HIBAM, Manaus.

Skalak, K.J., Benthem, A.J. Schenk, E.R., Hupp, C.R., Galloway, J.M., Nustad, A.R., Wiche, W.J. 2013. Large dams and alluvial rivers in the Antropocene: the impacts of the Garrison and Oahe Dams on the Upper Missouri river. Antropocene 2, 51-64.

Aproximación multidisciplinar al estudio del impacto del cambio climático en las inundaciones para la adaptación del diseño y análisis de seguridad de presas

G. Benito[1], J.A. Aranda[2], C. Beneyto[2], M. Iturbide[3], M.J. Machado[1], M. Calle[1], F. Francés[2], J.M. Gutiérrez[3], A. Medialdea[4], Y. Sánchez[5]

[1] *Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid*
[2] *IIAMA, Universitat Politècnica de València, València*
[3] *Grupo de Meteorología. Instituto de Física de Cantabria (CSIC-UC), Santander, Cantabria*
[4] *Geograhische Institut, Universität zu Köln, Köln, Alemania*
[5] *Instituto de Geociencias, CSIC-Universidad Complutense de Madrid, Madrid*

MULTIDISCIPLINARY APPROACH TO THE STUDY OF THE IMPACT OF CLIMATE CHANGE ON FLOODS FOR THE ADAPTATION OF THE DESIGN AND SECURITY ANALYSIS OF DAMS: This paper discusses the advances in the development of new data and methods that allow the reconstruction of long series of extreme flood data, and the application of flood analysis tools in conditions of climatic variability (past records and future projections). The work focuses on one case studies located in the Rambla de la Viuda (Maria Cristina Dam), with Mediterranean climate.The aim is to compare the effects of climate change on future extreme floods, with changes in flood frequency laws determined from paleo-grazed and historical data. This methodology aims to improve the impact of climate change on hydrological extremes and their application to the design of sensitive infrastructures, with emphasis on dams. Hydro-climatic indicators will be estimated using historical, instrumental and climate series data projected with CMIP5 models.

Palabras clave: Cambio Climático, Seguridad Presas, Inundación, Paleocrecidas, Peligrosidad
Key words: Climate Change, Dam safety, Flood, Paleofloods, Natural Hazards

Introducción

El diseño de ingeniería de infraestructuras sensibles como las presas se basa en registros cortos de datos observados y el análisis de frecuencia de inundación suponiendo un clima estacionario (Penas et al., 1997). Los impactos recientes del cambio climático en el ciclo hidrológico muestran la necesidad de avanzar en las metodologías que permitan ampliar el registro de eventos extremos y de nuevas herramientas que incorporen en el análisis de frecuencias la información no sistemática y modelos no estacionarios dependientes de la variabilidad del clima, mejorando el diseño de infraestructuras sensibles en el contexto del cambio climático (Ho et al., 2017). Sin embargo, la aplicación de nuevas herramientas y datos hidro-climáticos ha sido bastante difícil debido al número limitado de modelos no estacionarios, a los escasos registros de inundaciones a largo plazo para probar la eficacia de esta metodología, y a la falta de modelos climáticos que generen proyecciones fiables y datos clave sobre eventos extremos (Hall et al., 2014). En este trabajo se exponen los avances en el desarrollo metodológico que permita reconstruir series largas de datos de inundaciones extremas, y la aplicación de herramientas de análisis de las inundaciones en condiciones de variabilidad climática (registros pasados y proyecciones futuras). El trabajo se centra en un caso de estudio con clima Mediterráneo, en concreto en la presa de María Cristina, en la Rambla de la Viuda (Castellón). Se pretende comparar los efectos del cambio climático en las inundaciones extremas futuras, con cambios en las leyes de frecuencia de las inundaciones determinados a partir de datos de paleocrecidas e históricos.

Metodologia

La metodología propuesta (Fig. 1) incluye tres principales tipos de análisis y/o datos: (1) Modelo Climático, (2) Modelo hidrológico distribuido, y (3) Modelo paleohidrológico y de cambios ambientales.

La proyección de la tendencia futura de la precipitación máxima y la temperatura se obtiene de la modelización dinámica de EURO-

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

ID	Earth System model (ESM)	RCM
1	CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	CCLM4-8-17
7	IPSL-IPSL-CM5A-MR	RCA4
8	MOHC-HadGEM2-ES	CCLM4-8-17
9	MOHC-HadGEM2-ES	RACMO22E
11	MPI-M-MPI-ESM-LR	CCLM4-8-17

Tabla 1. Proyecciones EURO-CORDEX implementadas.
Table 1. Regional climate projections used in this study.

CORDEX que presenta una resolución estándar de 0.11º (~12km). Se han seleccionado 5 modelos (Tabla 1) que recogen la variabilidad de 5 modelos de circulación global (GCMs) y 4 modelos regionales de clima (RCMs). Los periodos climáticos considerados son 1971-2000 para el clima observado y el escenario clima actual simulado, y 2041-2070 para el periodo de futuro para el escenario de emisiones RCP8.5.

En las salidas de los RCMs se han corregido los sesgos mediante el "método delta", comparando el periodo 2041-2070 con el experimento histórico simulado (1971-2000). La "delta" resultante contiene la señal del cambio climático que ha de sumarse posteriormente al conjunto de datos de observaciones Spain02 v5 (climatología de referencia), obteniendo así las proyecciones de cambio climático susceptibles de ser utilizadas en estudios de impactos.

Los datos climáticos se incorporan en el modelo hidrológico distribuido TETIS calibrado y validado con datos observados. El modelo hidrológico diario permite la asignación de de probabilidad a la magnitud de los hidrogramas en los puntos de entrada del embalse (PE). Los caudales diarios se han transformado en instantáneos aplicado un factor de 2.98. En la estimación de los cuantiles de 1000 y 5000 años del caudal instantáneo máximo se han realizado tres pasos: (1) se generan 1000 años de precipitación y temperaturas diarias con el modelo meteorológico correspondiente a cada escenario climático por generación de Montecarlo (software MulGETS); (2) se simulan los caudales diarios con el modelo hidrológico diario, y (3) se seleccionan los caudales diarios máximos anuales y se convierten en instantáneos.

El estudio de paleocrecidas se ha basado en la estratigrafía de los depósitos de remanso, su datación mediante radiocarbono y luminiscencia, y determinación del calado mínimo de las crecidas. La estimación de caudal asociado a los niveles de crecida se ha obtenido mediante el modelo hidráulico HEC-RAS, habiéndose realizado un levantamiento topográfico muy detallado (GPS). Los datos de paleocrecidas se han completado con la información histórica disponible (Machado et al., 2017). En el análisis de la frecuencia se combinaron los datos instrumentales, y datos de paleocrecidas utilizando el programa AFINS basado en algoritmos de Máxima Verosimilitud. Los datos presentaron su mejor ajuste a una distribución de tipo TCEV, permitiendo la determinación de los cuantiles de interés en seguridad de presas (1000, 5000 y 10.000 años).



Fig. 1. Esquema del proceso metodológico
Fig. 1. Methodological chartflow

Resultados

Proyección de precipitación máxima

La retícula del modelo regional comprende 18 estaciones de la rejilla de datos Spain02v5, 12 dentro de la cuenca y 6 en el exterior. En un primer análisis ha consistido en determinar la capacidad de los distintos modelos regionales para reproducir adecuadamente la precipitación máxima para el periodo de

control 1971-2000 (obs vs predicted). Dado que las muestras son de 30 años la comparativa se centró en los cuantiles entre 10 y 100 años. El modelo que genera las precipitaciones más altas es el 9, mientras que el modelo 7 genera las precipitaciones más bajas. Seguidamente se analizó el grado de correlación entre cada estación de la rejilla mediante matrices de correlación y de covarianza, eliminando los datos de precipitación inferiores a 1 mm. La función de probabilidad de lluvia en puntos representativos de la rejilla muestra que el parecido entre la muestra observada y simulada es elevado hasta el cuantil de 100 años, existiendo una alta desviación para cuantiles mayores (Fig. 2). Esto muestra la falta de datos (40 años).

Modelo Hidrológico

El modelo hidrológico TETIS se calibró y validó para el periodo observado. Las series sintéticas de precipitación de 1000 años tanto en clima actual como para los escenarios de clima futuro se implementaron en el modelo hidrológico para obtener series de caudales máximos medios diarios, que se transformaron en caudales instantáneos.

Los cuantiles de caudal instantáneos obtenidos mediante proyecciones climáticas (Tabla 2) muestran una elevada dispersión respecto a los obtenidos en el clima actual. El modelo 8 parece tener un comportamiento más estable con un incremento en Q respecto al periodo de control de entre el +11% (T25) y +6-10% (T50 a T10.000). Los caudales para los cuantiles obtenidos para clima actual (40 años de registro) son entre 2 y 3 veces inferiores a los obtenidos del análisis de registro de aforos (1959-2011), demostrando la importancia del análisis de series largas para la determinación de cuantiles.

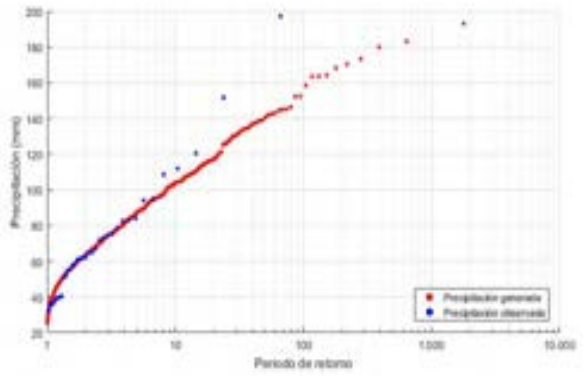


Fig. 2. Función de distribución empírica de la lluvia diaria máxima anual sobre el grid 3717
Fig. 2. Plotting positions of anual máximum daily rainfall.

T años	Clima actual	Proyecciones climáticas				
		M1	M7	M8	M9	M11
10	*180*	*116*	*83*	*194*	*207*	*160*
25	*280*	*179*	*131*	*312*	*360*	*277*
50	*363*	*236*	*174*	*399*	*518*	*398*
100	*446*	*302*	*225*	*485*	*727*	*557*
500	*637*	*494*	*379*	*683*	*1507*	*1145*
1000	*717*	*598*	*465*	*765*	*2032*	*1539*
5000	*897*	*906*	*725*	*952*	*3986*	*2995*
10000	*967*	*1073*	*870*	*1025*	*5300*	*3968*

Tabla 2. Cuantiles de caudal instantáneo (m^3s^{-1}) para calculados para el clima actual y proyecciones de clima. Table 2. Peak discharges (m^3s^{-1}) at recurrence intervals calculated for current climate and climate projections.

Registros de paleocrecidas

En la Rambla de la Viuda el registro de paleocrecidas abarca los últimos 600 años (Machado et al., 2017). La frecuencia media de las crecida extrema (>1000 m^3s^{-1}) es de 1 cada 40 años durante los periodos 1420-1620 y 1883 al presente. La disminución en la ocurrencia de grandes inundaciones durante 1620-1775 (ausencia de grandes inundaciones) coincide con el Mínimo de Maunder Tardío (1675-1715 CE) relacionado con una disminución de la actividad solar con condiciones de frío y secado en el este de España. Se registró un corto período de mayor frecuencia de grandes inundaciones entre 1775 y 1810 (al menos tres grandes inundaciones) correspondiente a condiciones más húmedas y cálidas de duración decenal coincidentes climáticamente con la Anomalía de Maldá. Las condiciones climáticas de la Anomalía Maldá serían análogas a las esperables en las proyecciones de Cambio Climático futuro. La mayor inundación registrada corresponde a este periodo, en concreto en 1883 con un caudal estimado de 1830 m^3s^{-1}. La crecida de 1787 produjo la rotura de la presa de la Alcora, y excedió los 1500 m^3s^{-1}, siendo de magnitud similar a las ocurridas en 1783 y 1801.

Durante el siglo 20 al menos tres crecidas excedieron los 1000 m^3s^{-1}, destacando la ocurrida en 1920 (~1000 m^3s^{-1}), 1962 (~1500 m^3s^{-1}), 2000 (~1268 m^3s^{-1}).

T años	Q aforos	Q paleo	% Cambio	Caumax
5	110	155	30	400
10	305	480	36	522
25	710	920	22	790
50	1000	1250	20	
100	1300	1570	17	2547
500	1975	2305	14	5837
1000	2250	2615	14	
5000	2900	3300	14	
10000		3565		

Tabla 3. Ajuste TCEV de caudales (m3s-1) en Rambla de la Viuda, y diferencia (%). Caumax según CEDEX (2011).
Table 1. TCEV distribution fitted to systematic (aforos) and non-systematic (paleo) data in R. de la Viuda.

Los cambios en vegetación, usos de suelo y clima han podido afectar a los caudales durante eventos moderados, pero durante las crecidas extremas se requiere de condiciones de saturación del suelo. Se ha realizado un análisis de estacionaridad (Test de Lang; Lang et al., 1999) de la frecuencia de las inundaciones >1000 m^3s^{-1}, mostrando condiciones estacionarias para el periodo 1617-2014. El análisis de frecuencias combina datos del registro instrumental (presa de María Cristina) con datos censurados del estudio de paleocrecidas mediante el método de Máxima Verosimilitud. El mejor ajuste se obtiene para una función de distribución del tipo Two Component Extreme Value (TCEV). Este análisis de frecuencia con datos de paleocrecidas muestra valores más altos de magnitud de los cuantiles de inundación que los obtenidos solo con el registro sistemático (Tabla 3). Por ejemplo, la inundación de probabilidad anual del 1% basada en conjunto de datos de paleocrecidas e instrumental es 1570 m^3s^{-1}, mientras que el uso del registro sistemático es de 1300 m^3s^{-1}. Además, la inundación de 1000 años utilizada para el diseño hidráulico de vertederos de presas como resultado de nuestro análisis de frecuencia es de 2615 m^3s^{-1}, lo que pone de relieve el diseño deficiente de la presa actual (600 m^3s^{-1}). Estos datos muestran que el diseño actual representa un riesgo importante para la seguridad de las presas de la represa María Cristina.

Conclusiones

Los datos de los cuantiles de interés en la seguridad de presas (1000 y 5000 años) obtenidos mediante proyecciones de clima muestran una elevada incertidumbre, con aumentos de 180-340% (modelo 9) y disminuciones de 20-35% (modelo 7). Esta variabilidad muestra la dificultad de obtener caudales para cuantiles altos incluso en el caso de la generación de series de precipitación de 1000 años, dado que estos conservan los parámetros estadísticos de las series de clima proyectadas de 30 años.

La incorporación de caudales pasados (paleocrecidas) en periodos cálidos muestra mayor consistencia en la estimación de los cuantiles de interés en infraestructuras sensibles. La mayor crecida del registro ocurrida en 1883 (1830 m^3s^{-1}) podría representar un grave riesgo de colapso en el embalse de María Cristina (aliviadero de 600 m^3s^{-1}) que, en caso de rotura, podría tener consecuencias catastróficas para las comunidades de Vila-Real y Almanssora. Según nuestro estudio, la avenida de diseño (T1000) se estima en 2615 m^3s^{-1}, y la avenida Máxima (T10,000 años) en 3565 m^3s^{-1}.

Agradecimientos
Este trabajo ha sido financiado por Fundación Biodiversidad (MAPAMA) a través del proyecto Adaptapresa, y por la CICYT Proyectos FLOOD-MED (CGL2008-06474-C02-01), TETIS-MED (CGL2008-06474-C02-02) y EPHIMED (CGL2017-86839-C3-1-R).

Bibliografía

CEDEX, 2011. Mapa de caudales máximos. Memoria Técnica, Madrid, 67 pp.

Hall, J., et al. 2014, Understanding flood regime changes in Europe: a state-of-the-art assessment, Hydrology and Earth System Sciences, 18, 2735-2772.

Ho, M., Lall, U., Allaire, M., Devineni, N., Kwon, H.H., Pal, I., Raff, D., y Wegner D. 2017. The future role of dams in the United States of America, Water Resources Research, 53, 982–998.

Machado, M.J., Medialdea, A., Calle, M., Rico, M.T., Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A., Benito, G. 2017. Historical palaeohydrology and landscape resilience of a Mediterranean rambla (NE Spain). Quaternary Science. Reviews 171,182-198.

Penas, J., Berga, L. y de Andrés, M. 1997. Clasificación de presas en función del riesgo potencial. Guía Técnica. MMA. Madrid, 55 pp.

Localización de molinos de agua y dinámica fluvial en la cuenca de la ría de Villaviciosa (Asturias)

A. Capó, P. Gelabert y C. García

Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears

WATERMILLS LOCATION AND FLUVIAL DYNAMICS IN THE BASIN OF LA RÍA DE VILLAVICIOSA (ASTURIAS): Watermills, historically, were located downstream of a waterfall that corresponded to a change of slope or break in the longitudinal profile of the river (knickpoint), to obtain the advantage of the drop in the river bed to drive more efficient overshot or backshot water wheels. Some watermills were constructed downstream of small dams diverting the water discharge towards the mill through channels that run parallel to the river. This work retrieves ancient geographic documentation from the National Geographic Institute conserved in planimetric manuscript maps from 1932 when making the national topographic map. These documentary sources have allowed the recovery of the historical location of all the mills, dams and canals that were, at the beginning of the 1930s, along the rivers that drain the basin of Ría de Villaviciosa, in Asturias. This historical information enables the relationship between watermill location and the hydro-geomorphological characteristics of streams to be established.

Palabras clave: molinos de agua, knickpoints, Asturias, minutas cartográficas.
Key words: watermills, knickpoints, Asturias, historical cartography.

Introducción

Los molinos de agua

Los molinos de agua que se conservan en Asturias tienen un origen difícil de precisar, aunque se supone que una buena parte de ellos fueron construidos en el siglo XVII debido a la aparición en Asturias del cultivo del maíz. Los molinos solamente se situaban sobre los cauces naturales si éstos eran poco caudalosos, siendo más habitual canalizar el agua hasta el molino desde alguna pequeña presa que garantizase una corriente de agua continua durante todo el año.

Los molinos se concentran en los afluentes secundarios o regueros seguramente por la facilidad para construir estas pequeñas presas y porque la elevada pendiente garantizaba una mayor velocidad del agua que es lo idóneo para los molinos de rueda motriz horizontal y eje vertical (Morís Menéndez-Valdés, 1995). La concentración de molinos en un mismo cauce de río era frecuente, en ocasiones muy cerca unos de otros. En algunos casos la presa recoge el agua del cauce del río para derivarlo hacia un molino, y el agua que sale de éste se canaliza hacia un segundo molino, dándole dos usos a un mismo caudal antes de revertirlo al río (Miyares Fernández, 1989).

Contexto hidrogeológico

El presente estudio recupera información sobre molinos históricos de la cuenca hidrográfica de la Ría de Villaviciosa y sus principales cursos: Valdediós, Rozadas, Valdebárcena, Celada, Viacaba y Río de la Ría (Fig. 1).

La cuenca abarca una superficie de 98 km^2 drenando en dirección S-N hacia el mar en una distancia media de 17 Km y superando un desnivel medio de 600m hasta llegar al estuario de Villaviciosa La Ría de Villaviciosa se sitúa en la cuenca costera centro oriental de Astu-



Fig. 1. Localización del área de estudio, la cuenca hidrográfica y, en tramo más grueso, los ríos analizados con presencia de molinos de agua. 1. Rozadas, 2. Valdediós, 3. Valdebárcena, 4. Celada, 5. Viacaba, 6. De la Ría
Fig. 1. Location of the study area, the basin and the streams with watermills (thicker lines)

En: García, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

rias. Es una cuenca mesozoica extensional, cuyo extremo occidental está representado por la falla de Veriña, a unos pocos kilómetros al oeste de Gijón, y el oriental por la falla de Ribadesella.

Estructuralmente predominan fallas normales y un anticlinal laxo que atraviesa perpendicularmente la parte central de los tres ríos más orientales. En general el buzamiento de las capas mesozoicas es de entre 10º y 25º.

El presente trabajo plantea, bajo el mencionado contexto histórico, que la localización de molinos de agua representados en las minutas cartográficas históricas puede aportar información geomorfológica y de la evolución fluvial de forma indirecta para futuros estudios científicos.

Metodología

Las minutas cartográficas son mapas manuscritos en papel conservados en el Archivo Topográfico del Instituto Geográfico Nacional (IGN), datadas del año 1932 que fueron digitalizadas y georreferenciadas. Seguidamente se recopilaron las localizaciones de los molinos de agua para ser representadas en un sistema de información geográfica (SIG) junto con el modelo digital de elevación MDT05 del IGN.

Una vez preparada la información base se extrajeron los perfiles longitudinales de los ríos Valdediós, Rozadas, Valdebárcena, Celada, Viacaba y de la Ría; el área de drenaje correspondiente y los valores de pendiente. Mediante software de análisis de datos, se usó la ecuación de Whipple and Tucker (1999) para detectar cambios en la concavidad del perfil longitudinal y señalar discontinuidades en el equilibrio erosivo de un río, los llamados knickpoints (kps). Estos knickpoints fueron integrados en el perfil, así como la localización de los molinos. Esta ecuación también puede ser usada para estimar paleoperfiles, prolongando la ecuación ajustada al tramo aguas arriba del kps(Capó y García, 2014). Posteriormente se integró la información geológica relevante extraída del mapa geológico 1:50.000 serie MAGNA del IGME
Finalmente, con los valores geomorfológicos de cada localización del molino, se realizó una representación gráfica relacionando el caudal, representado por el área de drenaje, con la pendiente del cauce en ese punto.

Resultados

La representación de los molinos en los perfiles longitudinales de los 6 ríos afluentes de la Ría de Villaviciosa muestra que la mayoría están situados en las zonas medias y bajas, entre los 8 y 270 m. de altitud y entre los 7 y los 14 km de distancia desde el estuario. Ninguno llega a localizarse en la ría y el estuario de Villaviciosa (Fig. 2).

Los perfiles presentan numerosas irregularidades en su pendiente, truncando la concavidad natural formando tramos convexos o kps. Dichos kps se forman al producirse un evento geológico que trunca el estado de equilibrio del cauce, pudiendo provocar la propagación de esa perturbación aguas arriba (Wobus et al. 2006). Se han señalizado los 16 kps de mayor magnitud según el área afectada y el desnivel comprendido del tramo cóncavo (Fig. 2).

Las perturbaciones que generaron los kps pueden ser por erosión diferencial, por fallas, por levantamiento diferencial del terreno o por la propagación del frente de talud continental en fases de mar bajo (Wobus et al.

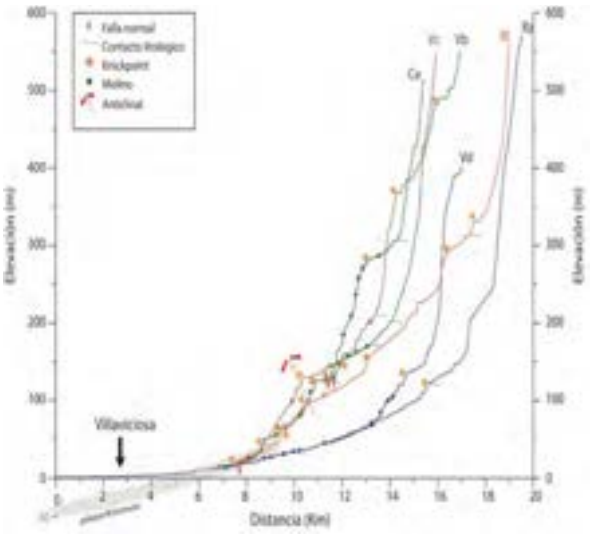


Fig. 2. Representación de los perfiles longitudinales de los ríos de la cuenca de la Ría de Villaviciosa. Rz. Río de Rozadas. Vd. Río Valdediós. Vb. Río Valdebárcena. Ce. Río Celada. Vc. Río Viacaba. Ri. Río de la Ría.
Fig. 2. Longitudinal profiles of the rivers in the basin of Ría de Villaviciosa

2006). En los perfiles de la zona de estudio se localizan kps cerca de contactos litológicos, otros por fallas normales del período extensivo mesozoico y otros por un pliegue anticlinal que afecta a los tres tramos más orientales de la cuenca (Fig. 2). Esos tres ríos, a diferencia de la pareja más occidental (Valdediós y Rozadas) presentan un tramo medio mucho más elevado y ligeramente convexo. Se situan 17 de los 35 molinos en zonas aguas abajo de la zona de efecto de un kps, donde la pendiente se incrementa por la convexidad generada, siendo 5 los que están inmediatamente a continuación de dicha perturbación. Por otro lado, la propagación del perfil longitudinal del tramo justo aguas arriba del kps de 20m señala a un nivel de base de -45m aproximadamente (fig. 2)

Para discriminar si un molino se aprovecha de la energía potencial de la caída o simplemente del caudal, se han representado los puntos donde los molinos estuvieron emplazados en función del gradiente y el área de drenaje acumulada (Fig. 3). Los molinos de cada río siguen una relación de características parecidas y agrupándose en valores similares, a excepción del Río Viacaba.

La mayor concentración de molinos se encuentra en pendientes locales inferiores a 15º, aunque todos los molinos localizados aguas debajo de un kps se sitúan por encima de ese valor. Dentro de la zona inferior de pendientes bajas, la mayor concentración de molinos tiende hacia áreas de drenaje superiores.

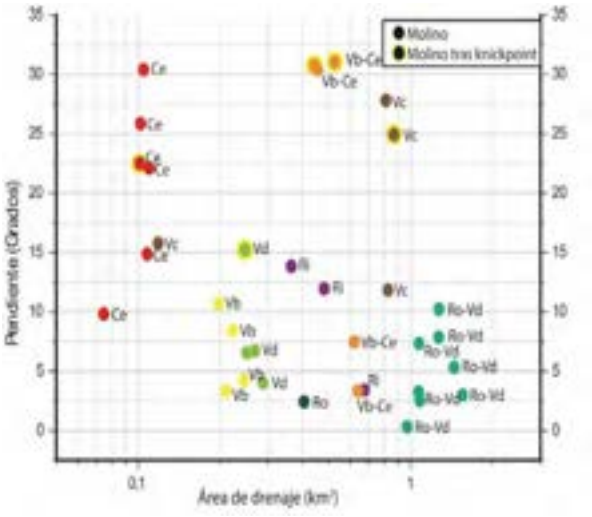


Fig. 3. Relación entre valores de pendiente y área de drenaje aguas arriba en la posición de cada molino de agua.
Fig. 3. Relationship between slope and drainage area upstream from the watermill

Discusión

La historia geológica y un caudal favorable en la zona contribuyeron indudablemente a que el aprovechamiento de éste mediante molinos de agua fuera viable. No obstante, debieron existir motivos relacionados con características fluviales locales los que influyeron a la hora de seleccionar una ubicación.

En zonas más elevadas y con una menor área de drenaje suelen presentar pendientes más elevadas y se colocan de forma consecutiva como se observa en los ríos Valdediós, Celada y Valdebárcena, estando los dos primeros tras el efecto de un knickpoint (Fig. 2).

En las partes de mayor área de drenaje, particularmente en el río Rozadas, se sitúan ríos con pendiente entre 10º y 0º que probablemente se beneficiaran de un caudal generoso y constante debido a la mayor superficie acumulada (Fig. 3).

La zona media, bajo la influencia de fallas y pliegues de los ríos Celada, Valcebárcena, Viacaba y de la Ría (Fig. 2), presenta un entorno caótico y de bajo equilibrio entre procesos erosivos donde no existe un único proceso que justifique la ubicación de molinos.

Existe una franja entre los 100 y 125m de altitud donde todos y cada uno de los perfiles presentan un kps (Fig. 2). Ese kps podría estar relacionado con un evento geológico común como podría ser la propia zona de levantamiento del anticlinal. Asimismo, otro kps presente a una altura y distancia común en la mayoría de los ríos, situado a 20m de altitud y 7,5km de distancia del estuario, podría aportar información sobre un cambio de nivel de base relativo. La propagación del perfil ideal partiendo del tramo superior al kps señala un nivel de base de alrededor de 45m bajo el nivel del mar actual. Consultando el mapa geológico, el tramo aguas abajo del kps coincide con el inicio de la sedimentación cuaternaria de arenas y fangos de la última mayor regresión marina que se encuentra fosilizando el paleoperfil.

El hecho de que solo la mitad de los molinos se encuentren claramente bajo la influencia de un knickpoint contradice la idea inicial de que la mayoría de molinos necesitaban de un salto de agua, siendo también, la pendiente y el caudal, características a aprovechar para la colocación de éstos.

Conclusiones

El uso de minutas cartográficas históricas es de gran utilidad para recuperar y establecer una base de datos sobre el patrimonio histórico unido a la red fluvial en España. También nos permiten relacionar estas construcciones con la geomorfología fluvial, establecer una primera clasificación según su relación con el entorno e incluso ir más allá y usarlos como indicadores de procesos de evolución de la red de drenaje.

El aprovechamiento del agua de los ríos en la cuenca de la Ría de Villaviciosa mediante molinos no se rige por un único indicador geomorfológico, tanto los saltos de agua como la pendiente y el caudal en diferentes proporciones también son características aprovechadas para la explotación de la energía hídrica.

No obstante, para ir más allá, reforzar y extrapolar las relaciones encontradas en este trabajo en cuencas vecinas sería recomendable usar un mayor número de minutas cartográficas históricas, animando a la explotación futura de esta fuente de datos conjuntamente con trabajo de campo, fotografía aérea histórica, investigación a nivel de registros locales, la integración de fuentes de agua naturales, la mejora en el posicionamiento del molino en el modelo digital y la mejora del propio modelo puede aportar más indicadores y mejorar la calidad y fiabilidad de las relaciones obtenidas.

Agradecimientos
Felipe Fernández García nos facilitó la información sobre las minutas cartográficas y los molinos.

Bibliografía

Alonso, J.L., Gallastegui, J., Garcia-Ramos, J.C., Poblet, J., 2009. Estructuras mesozoicas y cenozoicas relacionadas con la apertura y cierre parcial del Golfo de Vizcaya (Zona Cantábrica – Asturias). Guía de campo del "6º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico", Oviedo

Capó, A., García, C., 2014. Análisis e interpretación de los perfiles longitudinales en la red fluvial del sur y sureste de Mallorca. Cuadernos de Investigación Geográfica Nº40 pp.145-165

García-Ramos, J.C., Gutiérrez Claverol, M. 1995. La geología de la franja costera oriental y de la depresión prelitoral de Oviedo-Cangas de Onís. En: Aramburu, C. y Bastida, F. (eds.), Geología de Asturias, Ediciones Trea, Gijón, pp. 247-258.

Julivert, M., Ramirez de1 Pozo, J., Truyols, J., 1971. Le reseau des failles et la ciuverture post-hercynienne dam les Asturies. In: Histoire Structurale du Golfe de Gascogne. Technip, Paris, 2, pp. 2.1-V.3.33.

Miyares Fernández, A., 1989. Los molinos de agua en el Concejo de Parres. Aspectos etnográficos. Lletres Asturianes 33, 183-216.

Morís Menéndez-Valdés, G., 1995. Ingenios hidráulicos históricos: Molinos, batanes y perrerías. Ingeniería del Agua 2 (4), 25-42.

Whipple, K.X., 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 104,17661-17674.

Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. En Tectonics, Climate, and Landscape Evolution, S.D. Willett, N. Hovius, M.T. Brandon, D. M. Fisher (eds.), Geological Society of America Special Paper, vol. 398, pp. 55-74.

Evolución del delta del Danubio desde épocas históricas a la actualidad

G. Desir y R. Morales

Departamento de. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, Aragón

EVOLUTION OF THE DANUBE DELTA SINCE HISTORICAL TIMES TO ACTUALLY: The Danube delta is in constant evolution thanks to geological causes such as the Carpathian uplift or the action of the Black Sea drift currents on the coastline, as well as anthropogenic actions derived from the exploitation of the river for supply and navigation. These changes are reflected in the rates of progradation and regression of the three armies that make up the delta: Chilia, St. George and Sulina. By studying these causes and the consequences they cause, we can estimate what the future evolution of the Danube delta will be like.

Palabras clave: *Mar Negro, progradación, acreción, flecha, línea de costa.*
Key words: *Black Sea, proggradation, accretion, split, coastline.*

Introducción

El Danubio es uno de los principales ríos de Europa. Su nacimiento se ubica en la zona kárstica alemana de Donau-Schingen, dónde nace también otro importante río europeo, el Rin.

El Danubio fluye atravesando 10 países de Europa hasta llegar a la costa de Rumanía, donde desemboca en el Mar Negro. La longitud y navegabilidad del Danubio hacen que su gestión y explotación sea altamente compleja. Cada país que atraviesa tiene su propia política en relación al río, y solo algunos de ellos se rigen por la política de aguas de la UE. Todos estos factores unidos a la compleja evolución que ha sufrido controlada tanto por los factores geológicos como por los cambios introducidos por la acción antrópica, especialmente en su zona deltaica, hacen que sea un tema destacable de estudio.

El delta del Danubio ha sido el tramo que más cambios ha sufrido estos últimos siglos. Sus tres brazos principales: Chilia, St. George y Sulina; han sufrido una progradación de unos 40 m anuales, con unas tasas de acreción distintas en cada brazo, pero destacables todas ellas. Estos cambios son los que analizaremos en este trabajo basándonos especialmente en el análisis comparativo de cartografías históricas y fotografías de satélite de diferentes fechas.

Principales causas de los cambios en el delta

La compleja evolución del delta del Danubio tiene tres causas principales, que combinadas todas ellas hacen de este delta una localización geológica única. Dos de estas causas son de origen geológico, el levantamiento de los Cárpatos y la acción del Mar Negro sobre la costa. El tercer elemento que condiciona la evolución del delta es la acción antrópica sobre el río durante los últimos siglos.

Levantamiento de los Cárpatos

Los Montes Cárpatos son un sistema montañoso geológicamente joven que se erige al este de los Alpes. Su situación geográfica lo hace clave para la evolución del Danubio pues su levantamiento durante la orogenia Alpina condiciona el trazado del mismo desviándolo hacia el Sur forzándolo a dibujar un arco hacia el Sur en su tramo medio para luego girar hacia el Norte y acabar desembocando junto a Ucrania en el Mar Negro.



Fig. 1. Mapa del recorrido del Danubio. Tomado de http://palavradeviajante.blogspot.com.es/2010/07/do-estuario-do-sado-ao-delta-do-danubio.html
Fig.1. Map of Danube river across Europe. From: http://palavradeviajante.blogspot.com.es/2010/07/do-estuario-do-sado-ao-delta-do-danubio.html

En: GarcIa, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.



Fig. 2. Canalización del Sulina 1700-1900 dC. Tomado de https://es.wikipedia.org/wiki/Delta_del_Danubio
Fig. 2. Sulina´s canalization 1700-1900 bC. Source https://es.wikipedia.org/wiki/Delta_del_Danubio

Acción Antrópica

El Danubio desde tiempos históricos ha sido utilizado tanto como vía de transporte fluvial como recurso, así como con fines políticos. Se tiene constancia de que los romanos ya utilizaban el río para abastecimiento y navegación. Conforme
evolucionaban las civilizaciones, también se fueron implantando nuevos medios tecnológicos y de desarrollo al río, que hacían que este fuera modificando su caudal, geografía, dinámica y ecología.

Estos cambios son notorios especial-mente en la zona del delta. Un cambio significativo que ha controlado la evolución del delta ha sido la modificación del trazado original de los principales canales mediante la construcción de canales artificiales lo que ha conllevado una disminución en la tasa de acreción de sedimentos. Un ejemplo muy claro se da en el brazo o canal de Sulina, donde el río presentaba un trazado meandriforme en el tránsito de 1700 dC - 1900 dC fueron sustituidos por tramos rectilíneos de mayor eficiencia en la navegación y comunicación con el mar Negro (Fig. 3 y 4). Los cambios en la forma del delta son evidentes en la línea de costa próxima a la desembocadura de la boca Sulina donde la costa ha pasado a una clara dinámica regresiva.

Mar Negro

El Mar Negro, dónde desemboca el Danubio, juega un papel importante en la morfología del delta. A pesar de tratarse de un mar con una dinámica de olas y mareas pequeña es posible observar a largo de toda la costa evidencias de una corriente de deriva que forman barras, largo de toda la costa evidencias de una corriente de deriva que forman barras, flechas litorales y *lagoons.* La efectividad de esta corriente es alta, ya que se observan en algunos puntos, como por ejemplo en la zona sur del delta, *lagoons* con evidencias de varias etapas de formación mediante la generación de diferentes cordones litorales en el interior del *lagoon* actual.

Delta actual

La evolución del delta del Danubio se ve reflejada comparando cartografías de épocas históricas con las más recientes y con imágenes de satélite recientes.



Fig. 3. Cartografía del delta del Dabunio 1771 dC.
Fig 3. Cartography of the Danube delta 1771 bC.



Fig. 4. Cartografía del delta del Dabunio 1 aD.
Fig. 4. Cartography of the Danube delta 1 aC.

Desde tiempos antiguos el cambio ha sido notorio, así Heródoto hace 2500 años describe un delta compuesto por siete brazos (Fig. 4), que poco tiene que ver con el delta actual, reflejando esos cambios en la morfología.

En la actualidad el delta está compuesto por tres brazos: Chilia, Sulina y St. George (Fig.5). Cada uno de esos brazos ha tenido una evolución diferente que ha condicionado su estado y dinámica actual.

Los principales cambios se deben a la regulación de algunos canales mediante obras de canalización que han tenido como consecuencia una modificación neta en los aportes tanto de caudal como de sedimentos. Eso se ha traducido en una modificación sustancial de la forma del delta e incluso el paso de estuario a delta con una notable progradación de la costa hacia el mar Negro. Entre los tres brazos, se estima una tasa actual de progradación de unos 40 m al año. Esta progradación hace que los depósitos sedimenten a favor de la cuenca. Cada brazo tiene su propia progradación con diferentes tasas de acreción. Además de la dinámica litoral y fluvial se ha evidenciado que la evolución y acreción de los lóbulos deltaicos están controlados por la presencia de una falla con dirección NNE-SSW que controla la forma de la línea de costa en el área del delta (Fig. 6).



Fig. 5. Delta del Danubio en la actualidad con sus tres brazos. Tomado de Google Earth.
Fig. 5. Actual imagine of Danube Delta with its three main channels. Source Google Earth

A continuación vamos a detallar los cambios registrados en cada uno de los brazos que componen el delta:

Chilia

El brazo Chilia es el más activo de los tres. Esto se debe a que es el que mayor crecimiento muestra, con tasas de acreción históricas de 5.9 y 4.5 MT/año. Además tiene máximos de hasta 60 MT/año que están ligados a procesos de avulsión en el año 1700 dC. Estos procesos de avulsión se dan ya que el brazo Chilia está a su vez dividido por numerosos brazos que se van modificando y abandonando conforme se produce el depósito.



Fig. 6. Imagen de la falla que recorre la línea de costa y el delta y que condicional la sedimentación.
Fig. 6. Image of the fault affecting the coastal line and controls delta`s aggradation.

El crecimiento del lóbulo deltaico de Chilia refleja una reorganización del delta del Danubio que acompañó su rápida expansión en el Holoceno tardío. En los últimos 300 años se ha convertido en el brazo con más carga de sedimentos del Danubio, esto coincide con la deforestación de la zona que provoca una mayor erosión en la cuenca interior y la reducción de sedimentos en el St. George por avulsión del delta. (Filip et al, 2014).

Destaca también la presencia de lagos deltaicos que evolucionan conforme cambian las tasas de acreción y provocan sedimentos de origen lacustre.

Sulina

En el brazo de Sulina se sitúa en la parte central del delta. Es el más afectado por la acción antrópica, sobretodo en los últimos 150 años cuando se añadieron una serie de esclusas así como se ahogaron los meandros para hacerlo navegable. Esto hace que su línea de costa haya retrocedido casi 20 km en 2000 años, con una tasa de retroceso que supera las del resto de la costa de Rumania, 20m/año en el sur del lóbulo Sulina. Esto provoca que en la parte norte del lóbulo haya una acreción muy llamativa, transformando este lóbulo en un *lagoon* (Stanica 2007).

St. George

El brazo de St. George provoca un lóbulo deltaico que lleva asociado una isla-barrera muy importante, que ha ido evolucionando los últimos 1500 años. Esta se formó en su periodo de más actividad hasta que le brazo Chilia le cogió el relevo como máximo parte de sedimentos. Actualmente tiene una tasa de acreción muy pequeña o casi nula de 7.5 m/año (Preoteasa, et al., 2016).

CONCLUSIONES

La situación del delta del Danubio es de gran interés gracias a la magnitud y características de su rápido cambio y a su sensibilidad a cambios tanto climáticos como antrópicos. Tanto los cambios del pasado, que siendo de gran interés, como los que se dan en la actualidad, son de gran utilidad en la predicción de la respuesta a posibles escenarios futuros.

Bibliografía

Filip, F.; Giosan, L. 2014. Evolution of Chilia lobes of the Danube delta: Reorganitation of deltaic processes under cultural pressures. Anthropocene 5, 65 – 70.

Proteasa, L.; Vespremeanu–Stroe, A.; Tatui, F.; Timar – Gabor, A.; Cirdan, I. 2016. The evolution of an asymmetric deltaic lobe (Sf. Gheorghe, Danube) in associaton with cyclic development of the river – mouth bar: Long – term pattrern and present adaptations to human induced sediment depletion. Geomorphology 253, 59 – 73.

Stanica, A.; Dan, S.; Ungureanu, V.2007. Coastan changes at the Sulina mouth of the Danube River as a result of human activities. Marine Pollution Bolletin 55, 555 - 563.

Seguimiento del cambio global en el lago Enol: procesos geomorfológicos en las márgenes favorecidos por la actividad antrópica

A. Díez-Herrero, J. Vegas, M. Hernández, J.C. García-Davalillo, C. Lorenzo, M.P. Mata, J.A. Rodríguez y A. Salazar

Instituto Geológico y Minero de España, IGME, Madrid

MONITORING GLOBAL CHANGE IN LAKE ENOL (NORTHERN SPAIN): GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES IN ITS MARGINS FAVORED BY ANTHROPOGENIC ACTIVITY : Lake Enol is a mountain glacial lake placed at the 'Picos de Europa' National Park (Asturias, Northern Spain). The most significant geomorphological processes in its drainage basin are due to rill erosion and solifluxion. The increase in erosion by antropic activity induces changes in the aquatic system (turbidity, organic matter). To evaluate the order of magnitude of the volume of sediment and organic matter incorporated into the lake from the margins, the multitemporal comparison of high resolution MDE is being used, obtained by means of automatic photorestitution of images from two sources: oblique aerial photographs taken with drones and georeferenced with total station and differential GPS; and vertical field photographs from fixed support for eight transversal profiles along the two main gullies. With the data obtained, in collaboration with the National Park managers, corrective measures can be designed to minimize the impacts caused by global change in this lake.

Palabras clave: lago Enol, erosión hídrica, arroyada concentrada, Picos de Europa, Asturias
Key words: lake Enol, water erosion, rill runoff, Picos de Europa, Asturias (Spain)

Introducción

El lago Enol (Parque Nacional de Picos de Europa, Asturias) es un lago de alta montaña (1070 m s.n.m.) que, junto con el cercano lago de la Ercina (1110 m s.n.m.), forma el conjunto conocido como lagos de Covadonga (Figura 1). Desde el año 2013 se está monitorizando este hábitat lenítico, con medida continua de los parámetros de temperatura y oxígeno disuelto en cinco niveles de profundidad (0,5 m; 5 m; 10 m; 15 m; 19 m; Mata et al., 2015). Los procesos geomorfológicos más significativos en su cuenca de drenaje se deben a la erosión por arroyada y solifluxión. El deterioro de la cubierta vegetal y la modificación antrópica de la escorrentía han favorecido recientemente la formación de regueros, que erosionan un perfil edáfico con un horizonte A rico en materia orgánica, desarrollado sobre la morrena de la ladera oriental del lago (Figura 2; Rodríguez-García et al., 2016).

El incremento de la erosión induce cambios en el sistema acuático (turbidez, materia orgánica), que ya fueron descritos por Sánchez-España et al. (2017) y Tarrats et al. (2018). En este trabajo se trata de cuantificar, al menos en orden de magnitud, los procesos erosivos en la ladera.

Materiales y métodos

Para evaluar el orden de magnitud del volumen de sedimento y materia orgánica incorporada al lago desde la margen oriental, se está empleando la comparación multi-temporal de levantamientos topográficos detallados y modelos digitales de elevación

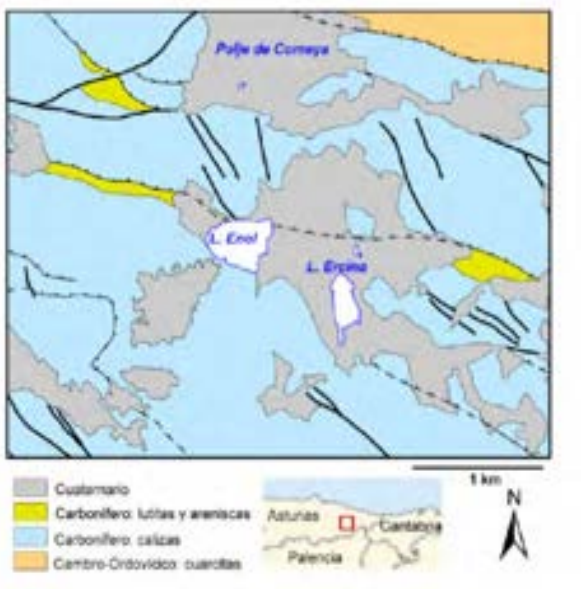


Fig. 1. Esquema geológico simplificado de situación de los lagos de Covadonga (lagos Enol y Ercina). Merino et al. [en línea].
Fig. 1. Schematic geologic map of the situation of Covadonga Lakes (Lake Enol and Lake Ercina). Merino et al. [on line].

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.



Fig. 2. Vista de la ladera oriental del lago Enol, sobre las morrenas interlagos y terminal, con los fenómenos erosivos en regueros.
Fig. 2. View of the eastern slope of the Lake Enol, over the interlake and terminal morraines, with erosive rill facets.



Fig. 3. Perfilómetro de doble carril con el distanciómetro láser instalado sobre una sección transversal del reguero 1, en la ladera oriental del lago Enol.
Fig. 3. Dual-layered profilometer with laser distance meter installed on a cross section of gully 1, on the eastern slope of Lake Enol.

(MDE) de alta resolución, obtenidos de tres fuentes de datos:

Mediciones verticales equiespaciadas (10 cm) en secciones transversales de los regueros usando un perfilómetro de doble carril (Figura 3) con un carro con distanciómetro láser DISTO D8 (*Leica Geosystems*).

Fotografías aéreas verticales y oblicuas de campo a objeto cercano, tomadas con cámara fotográfica digital de forma solapada con soporte en perfilómetro (Figura 4).

Fotografías aéreas oblicuas y videograbaciones tomadas mediante dron del Servicio de Trabajos Aéreos del IGME (Phantom 4 Pro y Mavic; Figura 5), con vuelos manuales a 5 m de altura sobre los regueros y automáticos a diferentes alturas sobre la ladera completa; y georreferenciadas con puntos de control ubicados con precisión mediante un equipo GPS Leica en modo diferencial.

También se ha instalado un termómetro HOBO en esta ladera con dos sensores, uno para estimar las variaciones de temperatura en el aire y otro en el interior del suelo (30 cm de profundidad), con toma de temperaturas cada 20 minutos.

Para el tratamiento y restitución fotogramétrica de las imágenes digitales se empleó el *software* Pix4D v4.2.22; y para la comparación multitemporal de las nubes de puntos se empleó el programa CloudCompare v2.9.1 Omnia (Open Source Project www.cloudcompare.org).



Fig. 4. Cámara de fotos digital, inclinada 45º instalada sobre perfilómetro de doble carril, en el reguero 2, en la ladera oriental del lago Enol.
Fig. 4. Digital photo camera, inclined 45º and installed on a double rail profilometer, in gully 2, on the eastern slope of Lake Enol.



Fig. 5. Equipo dron Phantom 4 Pro (DJI) del IGME.
Fig. 5. Phantom 4 Pro RPA system (DJI) from IGME.

Resultados e interpretación

Los primeros resultados del primer periodo semestral (noviembre 2017-mayo 2018) ofrecen valores cualitativos muy ilustrativos de la magnitud de los procesos geomorfológicos en esta ladera y los regueros estudiados.

Las nubes de puntos de los MDE resultado de la restitución fotogramétrica de las imágenes de los vuelos de noviembre de 2017 y mayo de 2018 poseen una distancia de muestreo sobre el terreno (*Ground Sample Distance*; GSD) de 0,35 y 0,22 cm, respectivamente, con procesado a media resolución (Figura 6).

El resultado de la modificación del relieve de la superficie de la ladera y de los dos regueros monitorizados se ha cuantificado de dos maneras: mediante la resta de las dos nubes de puntos de los dos vuelos (Figura 7); y a través de la modificación de la superficie de las ocho secciones transversales entre los dos tiempos de medida (Tabla 1).

Los termómetros de ambiente y suelo ofrecen resultados de interés puesto que en uno de los inviernos más rigurosos de la última década, la temperatura del suelo no desciende de los 0,2ºC; lo que supone que el suelo no se congeló (Figura 8), y estaba susceptible de ser erosionado por arroyada.



Fig. 6. Vista 3D de la nube de puntos obtenidos por restitución fotogramétrica a partir de imágenes tomadas con dron en el tramo final del reguero 1, en la ladera oriental del lago Enol.
Fig. 6. 3D view of the cloud of points obtained by photogrammetric restitution from images taken with drone in the final reach of gully 1, on the eastern slope of Lake Enol.

Discusión y conclusiones

A pesar de que el periodo de instrumentación es extremadamente breve (tan sólo seis meses) y de que aún sólo se dispone de los datos de dos campañas de me-

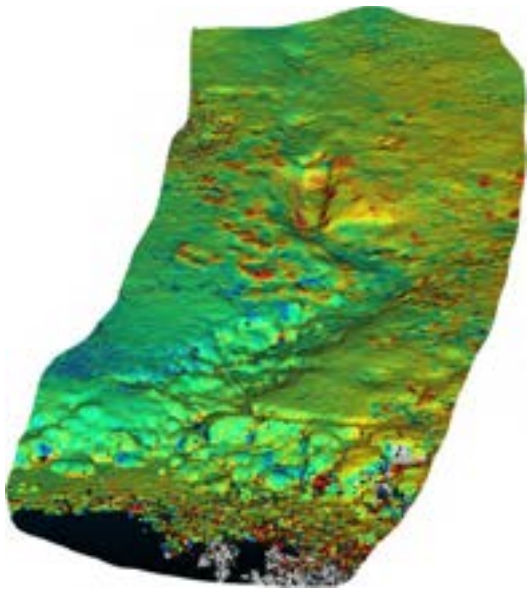


Fig. 7. Vista 3D de la nube de puntos resultado de la comparación de las nubes de puntos noviembre 2017-mayo 2018, del tramo final del reguero 1, en la ladera oriental del lago Enol. Los colores rojos representan rebaje de cota del MDS (por erosión o aplastamiento); los tonos azules suponen incremento de cota (por sedimentación o crecimiento vegetal); y los verdes, escasa variación de cota.
Fig. 7. 3D view of the cloud of points resulting from the comparison of the point clouds November 2017-May 2018, of the final section of trail 1, on the eastern slope of Lake Enol. The red colors represent the elevation of the DSM (by erosion or crushing); the blue tones suppose increase of level (by sedimentation or vegetal growth); and the greens, little variation in height.

Reguero	Sec.	Nov. 17	May. 18	Diferencia
Reguero 1	1	2,66	2,76	0,10
	2	2,07	2,09	0,02
	3	2,73	2,76	0,03
	4	1,80	1,87	0,07
	5	2,42	2,47	0,05
Reg. 2	1	2,26	2,33	0,07
	2	2,83	2,88	0,05
	3	2,26	2,42	0,16

Tabla 1. Valores de superficie medida (en m^2) con distanciómetro laser bajo carril del perfilómetro en las secciones transversales de los regueros de la ladera oriental del lago Enol.
Table 1. Measured surface values (in m^2) with laser distance meter under the profile rail in the cross sections of the gullies on the eastern slope of Lake Enol.

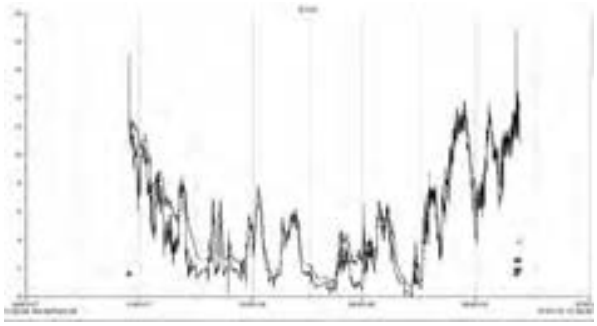


Fig. 8. Evolución de las temperaturas ambiente y del suelo a 30 cm de profundidad, entre noviembre de 2017 y mayo de 2018.
Fig. 8. Evolution of ambient and soil temperatures to 30 cm depth, between November 2017 and May 2018.

dición, la coincidencia de los datos observados (Rodríguez-García et al., 2016) y los resultados cuantitativos de las tres fuentes de medición, permiten aceptar como razonables los valores estimados.

Los valores de incisión y transporte sedimentos no son excesivamente elevados areal y volumétricamente (valores máximos de 23 cm y 0,16 m^2 en 6 meses), pero sí importantes al estar focalizados en suelos con alto contenido en materia orgánica, que se aporta al lago.

Son múltiples las posibles fuentes de error e incertidumbre de este tipo de estudios, entre las que cabría citar:

Incidencia del estado fenológico de la vegetación herbácea y arbustiva de la ladera y los regueros, que enmascaran modificaciones de la superficie del suelo.

Resolución y posibles errores instrumentales, como la temperatura del aire y las condiciones de visibilidad en la toma de imágenes con drones o cámara de fotos digital en campo.

Los errores de posicionamiento de las referencias para georreferenciación de imágenes y perfiles y su distribución espacial.

La incidencia de otros fenómenos y procesos geomorfológicos que afectan a la ladera, como solifluxión, colapsos de sufusión (*piping*) y reptación lenta (*creep*).

Sin embargo, las evidencias son suficientes para servir de apoyo a actuaciones de gobernanza para mejorar la gestión de estos espacios ante los impactos del cambio global, actuales y futuros. En este sentido, a la vista de estos procesos erosivos en la ladera y del aumento del transporte de materia orgánica al lago, cabría articular actuaciones para mejorar el sistema de drenaje de la ladera, que fue alterado con la construcción de la carretera al lago de la Ercina y la senda peatonal. Por ejemplo, evitando concentrar toda la escorrentía de la ladera y las cunetas de estas infraestructuras en únicamente dos drenajes transversales (tubos o alcantarillas); y mejorando la permeabilidad transversal de estas infraestructuras. También con un control del efecto de la eliminación de la vegetación arbustiva en la generación de la escorrentía; o la regulación de la carga ganadera y los visitantes en las márgenes del lago.

Agradecimientos
Proyecto SCCALE con el apoyo de la Fundación Biodiversidad (MAPAMA); y al Parque Nacional de Picos de Europa y todo su personal como socios del proyecto.

Bibliografía

Mata, M.P., Sánchez-España, J., Vegas, J., Morellón, M., Rodríguez-García, J.A., Salazar, A., Valero Garcés, B., López-Vicente, M. y Navas, A. 2015. Evaluación y seguimiento del cambio global en tres lagos de alta montaña de Parques Nacionales (Enol, Marboré y La Caldera); indicadores físico-químicos (CLAM-1). Proyectos de investigación en Parques Nacionales: 2012-2015, OAP, 287-386.

Merino, Ó.A., Suárez, Á. y Alonso, J.L. [en línea]. Mapa Geológico Digital continúo E. 1:50.000, Zona Cantábrica. En Navas, J. (Ed.): GEODE Mapa Geológico Digital continúo de España. IGME, http://cuarzo.igme.es/sigeco/default.htm

Rodríguez García, J., Vegas, J., López-Vicente, M., Mata, M.P., Morellón, M., Navas, A., Salazar, A., Sánchez-España, J. 2016. El lago de Enol (Asturias): origen, evolución y dinámica geomorfológica. Actas XIV Reunión Nacional de Geomorfología Málaga, 151–158.

Sánchez-España, J., Mata, P., Vegas, J., Morellón, M., J.A. Rodríguez, J.A., Salazar, A., Yusta, I., Chaos, A., Pérez Martínez, C., Navas, A. 2017. Anthropogenic and climatic factors enhancing hypolimnetic anoxia in a temperate mountain lake. Journal of Hydrology 555, 832-850.

Tarrats, P., Cañedo-Argüelles, M., Rieradevall, N., Prat, N. 2018. The influence of depth and macrophyte habitat on paleoecological studies using chironomids: Enol Lake (Spain) as a case study. Journal of Paleolimnology, 1–11.

Estimación del cambio geomórfico producido por las actividades extractivas en el entorno de la Bahía de Santander mediante el empleo de ortoimágenes históricas.

G. Fernández Maroto, A. González-Díez, P. Martínez-Cedrún,
J. Remondo, J. Bonachea, M. Morellón, J. Fernández-Lozano

Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria, Santander, Cantabria

ESTIMATION OF GEOMORPHIC CHANGE PRODUCED BY EXTRACTIVE ACTIVITIES IN THE SANTANDER BAY ENVIRONMENT THROUGH HISTORICAL ORTHOIMAGES: *Cantabria, which have been developed, throughout the region related to metallic and non-metallic mining, and especially in industrial and ornamental sectors. This situation is more evident in the areas (i.e. Municipal districts), which form part of Santander Bay. As it is known, open pit mining generates important morphological changes in the land that affects importantly to the landscape. From an environmental point of view, it is important to measure the landscape change rate as a consequence of the extractive activities development, so that its effect on natural systems can be estimated. And so, measure the impacts that mining has caused during the "Anthropocene" in the environment.*
This work demonstrates that using image servers of public administrations, which have historical archives of orthoimages, is possible to measure the aforementioned changes, and express them in the form of indicators, both lost or altered landscape surface and variation volumes (if additional topometric measures are available).

Palabras clave: Explotaciones a cielo abierto, Bahía de Santander, indicadores de cambios geomórficos, archivos históricos de ortoimágenes, Antropoceno.
Key words: Open-pit quarries, Santander Bay, geomorphic changes indicators, historical archives of orthoimages, Anthropocene.

Introducción

Desde hace algunos años, los estudios relacionados con los cambios geomorfológicos que sufre la Tierra (Tuner et al. 1993; Goudie 1993; Hooke.2012), muestran cómo muchos de estos cambios están directa o indirectamente relacionados con las actividades humanas. Especial atención merecen aquellas relacionadas con la extracción de recursos minerales.

Las extracciones de estos recursos, se pueden realizar por minería de interior o por minería "a cielo abierto". Estas últimas son las que se emplean en la extracción de rocas, tanto para uso industrial como ornamental. La transformación en el medioambiente causada por las labores mineras y su impacto en la vegetación y en el paisaje ha sido objeto de estudios enmarcados en localidades mineras concretas (Douglas y Lawson 2000; Hooke 2012; Mbaya 2013; Alfaro et al. 2014).

Las canteras, explotaciones de roca a cielo abierto, afectan a la morfología del terreno, dando lugar a grandes huecos excavados y a importantes depósitos de estériles. Además, en toda explotación minera de superficie existe un importante movimiento de tierras asociado al desarrollo de la explotación que, consecuentemente afecta al suelo, lo que supone la destrucción del mismo (Arranz, 2004).

Por otro lado, el avance de la explotación modifica sustancialmente la morfología de la zona ya que todas las actividades relacionadas con la explotación generan a su vez un movimiento de tierras o una ocupación del terreno que también origina cambios morfológicos y paisajísticos (Douglas y Lawson 2005). En términos netos las modificaciones se manifiestan como un aumento de la superficie afectada y un incremento de los huecos.

Existe, además, otro cambio en la evolución de la explotación y es el relacionado con la restauración. La restauración supone un nuevo cambio en la morfología del terreno, teóricamente debería ser una recuperación de las condiciones iniciales, aunque realmente se refleja como una nueva modificación respecto al paisaje creado por la actividad minera. Los trabajos de restauración, como rellenos de los huecos o revegetación de taludes, generan también un cambio pero en sentido contrario

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma..

al originado por el desarrollo de la explotación.

Cantabria es una región con importantes recursos minerales (Fernández-Álvarez y Fernández-Maroto, 2002), entre los cuales se encuentran las rocas industriales y ornamentales, de las que existen numerosas explotaciones en esta región (Fernández-Maroto et al. 2012). Algunas de estas explotaciones están activas en la actualidad, otras fueron abandonadas bien por agotamiento de los recursos bien por falta de rentabilidad. En cualquiera de los casos y, debido a las consecuencias de la actividad minera, dichas explotaciones han ocasionado un impacto en el medioambiente. Impacto que ha modificado el paisaje, en algunas zonas de forma muy significativa y que son consecuencia de las actividades humanas, encontrándose dentro del "Antropoceno".

Zona de estudio

La zona de estudio se centra en Cantabria, en el entorno de la Bahía de Santander (Fig.1). Se ha seleccionado una zona en la que las explotaciones han constituido una actividad de gran envergadura, especialmente prolífica en los años de gran desarrollo del sector de la construcción.

El área que incluye la zona de estudio es de 15.800Ha, donde se han identificado explotaciones que corresponden a dos tipos de aprovechamiento de las rocas: como áridos de construcción o como rocas ornamentales. En todas ellas, el método de explotación es minería a cielo abierto afectando a la morfología original de la zona.

Desde el punto de vista litológico, las explotaciones de la zona de estudio se desarrollan sobre calizas de distinta naturaleza y edad geológica. La mayoría de las explotaciones se ubican en las calizas y dolomías del Aptiense (Gargasiense-Cretácico Inferior.), caracterizadas por bancos potentes masivos con algunos niveles estratificados. Estas calizas presentan unas características físicas y composicionales aceptables, buena canterabilidad y volumen grande de reservas, que las han convertido en un material muy adecuado para la construcción. Son calizas micríticas de color beige claro que presentan

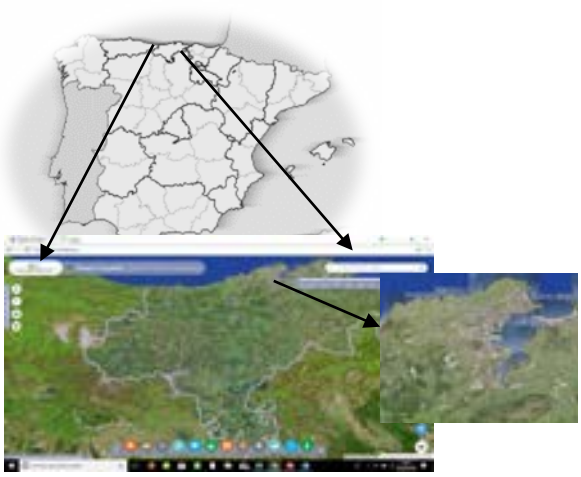


Fig. 1. Localización de la zona de estudio.
Fig. 1. Localitation of study area

abundantes fósiles (*Pseudotoucasia santanderensis*). Sólo una de las canteras se encuentra en el Maestrichtiense (Cretácico Superior), constituido por calcarenitas y calizas arenosas. Las canteras de mayor tamaño y actividad están ubicadas al sur de la Bahía de Santander y, en la actualidad, permanecen activas. Dos de las canteras localizadas se encuentran al borde de la Bahía, con salida directa al mar. Otras son de pequeño tamaño, abandonadas y, en alguna de ellas parcialmente restauradas.

Metodología

La metodología de este trabajo se ha basado en la utilización de archivos históricos de ortoimágenes obtenidos de servidores de imagen del Servicio de Cartografía del Gobierno de Cantabria. Este servicio contiene ortoimágenes de los años 1946, 56/57, 88/91, 2001, 2002, 2005, 2007, 2010 y 2014.

En las ortoimágenes de los años 88/91, 2001, 2005, 2010 y 2014, se han localizado todas las canteras activas y abandonadas que se encuentran dentro de la zona de estudio. Posteriormente, y para cada una de las canteras localizadas, se ha medido el área que ocupa la explotación en los sucesivos años, con el fin de obtener una estimación de la afección superficial sobre la morfología del terreno y, por tanto, la modificación del paisaje natural.

Para ello, se ha considerado tanto el hueco de extracción del material como las áreas afectadas consecuencia de la actividad minera, tales como escombreras así como zonas

removilizadas u ocupadas por las infraestructuras necesarias para llevar a cabo la explotación y que también originan un cambio morfológico como consecuencia de la actividad minera.

Resultados y discusión

Dentro del arco de la bahía de Santander, se han identificado 19 explotaciones mineras, concentradas en las zonas representadas en la Fig.2. La superficie ocupada por las explotaciones mineras en 1988/89 es de 70,81 Ha; mientras que en 2014 es de 175,04 Ha lo que supone un incremento del 59% en la superficie ocupada por las explotaciones. De ellas, en 1988/91 seis destacan por su tamaño, con una superficie promedio de 9,27 Ha; otras cinco poseen una superficie media inferior a 2,1 Ha y el resto inferior a 1 Ha. En 2014, las seis explotaciones más extensas son las mismas que en 1988/91, con una superficie media de 24,7 Ha; las cinco con tamaño intermedio han incrementado su superficie unas 1,6 Ha de media; además, a este grupo se han unido otras dos explotaciones correspondientes al grupo de las pequeñas; por último el grupo pequeño ha aumentado levemente su superficie.

Queda patente que todas las explotaciones presentan un incremento de superficie con el tiempo, aunque es más marcado entre 1988/91 y 2001 (Fig. 3).

Como se aprecia, durante el año 88/91 la superficie de la zona de estudio afectada por explotaciones mineras era de un 0.45% de la



Fig. 2. Delimitación de la zona de estudio y localización de las áreas donde se encuentran las explotaciones, sobre el soporte web de Territorio Cantabria, http://mapas.cantabria.es.
Fig. 2. Delimitation of the study area and location of the mining areas on the "Territorio Cantabria" webpag

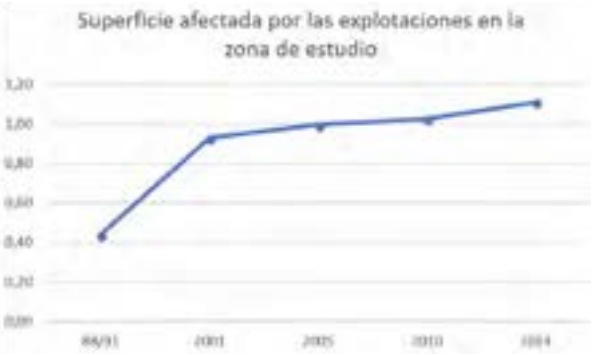


Fig. 3. Evolución del área afectada por las explotaciones mineras.
Fig. 3. Evolution of área affected by quarries

la superficie de la bahía; mientras que en la ortoimagen del 2014, este cálculo es superior al 1.1%.

La Fig. 4 muestra la relación existente entre las velocidaddes de crecimiento de cada explotación frente a la velocidad de crecimiento de todas las explotaciones entre 1988/91 y 2014. Siete explotaciones han contribuido más que el resto a este incremento. Hay que destacar el fuerte aumento manifestado por la explotación de rocas ornamentales que ha supuesto una contribución cercana al 3%. Esta explotación ha incrementado notablemente su superficie entre 1996 y 2007 debido al gran aumento en el sector de la construcción, aunque posteriormente ha disminuido su actividad.

En otras 9 explotaciones los cambios antropogeomórficos son menores de 1%. Por otro lado, llama la atención que en 3 explotaciones de áridos el incremento es negativo, e inferior al 1%. Los valores negativos obtenidos para

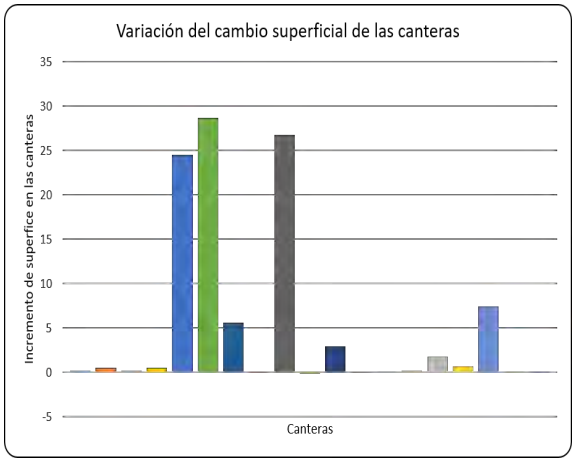


Fig. 4. Variación del cambio superficial de las canteras.
Fig. 4. Variation of the Surface change of the quarries

estas explotaciones se deben a que dichas explotaciones, una vez cesada su actividad, han sido parcialmente restauradas y algunas se encuentran rellenas de otro material, lo que se manifiesta en un retroceso en el impacto paisajístico de la explotación.

Conclusiones

Los resultados obtenidos en este trabajo, muestran cómo las ortoimágenes son instrumentos con los cuales se puede determinar la incidencia de las actividades humanas en las modificaciones morfológicas del planeta, concretamente en el caso de las explotaciones mineras.

Por otro lado, gracias a estas mediciones se ha determinado que las modificaciones sobre el paisaje en el área de estudio llegan a alcanzar el 1.11% en 2014, mientras que en las ortoimágenes del 88/91 la afección era del 0.45%. Dentro de la tasa de crecimiento, destaca el gran desarrollo de una cantera de roca ornamental en los años en los que el sector de la construcción estaba muy activo.

En este trabajo se muestra la afección de la ocupación superficial de las explotaciones mineras en el entorno de la Bahía de Santander, que ha supuesto un importante cambio paisajístico ocasionado por las actividades humanas dentro del "Antropoceno".

Bibliografía

Arranz González, J.C. 2004. Alteración de la cobertura de suelos por la explotación de rocas industriales en Camargo (Cantabria). Tecnología y Desarrollo. Revista de Ciencia, Tecnología y MedioAmbiente II, 1-22.

Alfaro,G., Lippiello,D., Picciolo,L. y Pinzarri,M. 2014. Visual Impact from quarrying activities: a case study for planning the residential development of surrounding áreas. WIT Transactions on Ecology and Environment 181, 125-135.

Douglas,I. y Lawson,N. 2000. The contribution of small-scale and informal mining to disturbance of the earth´s Surface by mineral extration. Mining and Energy Research Network Research Bulletin 1999/2000 15, 153-161.

Douglas,I. y Lawson,N. 2005. The geomorphic and land use impacts of mining. In: Rajaram, V., Dutta,A., Parameswaran, K(eds). Sustainable mining practices-a global perspectives. Leiden, The Netherlands. A.A. Balkema, 60-80.

Fernández-Álvarez,G. y Fernández-Maroto,G. 2002. Minerales de Cantabria. Patrimonio Geológico de Asturias, Cantabria y País Vasco. Ed. ENRESA, Madrid, 330-351.

Fernández-Maroto,G., Bruschi, V., Douthy, M., Martínez-Cedrún, P., Fernández-López, J.M., Remondo,J., Cendrero, A. 2012. ¿Estamos desaprovechando nuestro patrimonio natural? Hacia una estrategia integrada para el uso sostenible de los recursos de la Geodiversidad. Revista Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 105 (2), 307-326

Goudie, A. 1993. Human influence in gemorphology. Geomorphology 7, 37-57.

Hooke, R. 2012. Land transformation by humas: A review. GSA Today 22, 12, 4-10.

Mbaya, R.P. 2013. Land degradation due to mining: The Gunda scenario. International Journal of Geography and Geology 2(12), 144-158.

Turner, B.L., Clark, W.C., Kates R.W., Richards J.F., Mathews, J.T., Meyer, WB (eds). 1993. The earth as transformed by human action. Cambridge University Press.

Acción humana y procesos geomorfológicos en la evolución histórica de la ciudad de Palma

J.Estrany[1,2], M. Ruiz-Pérez[1,3], J. M. Petrus[4]

[1] *Grup de Recerca en Hidrologia i ecogeomorfologia en ambients mediterranis –MEDhyCON Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*
[2] *Institut d'Investigacions Agroambientals i d'Economia de l'Aigua –INAGEA, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*
[3] *Servei de Sistemes d'Informació Geogràfica i Teledetecció, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*
[4] *Grup de Recerca en Turisme, Mobilitat i Territori –GITMOT, Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*

Human actions and geomorphic processes in the historical urban evolution of Palma, Mallorca, Spain: In the Mediterranean, since the Neolithic period, distribution patterns of human settlements have been related to fluvial systems, with many often located on middle reaches as well as at river mouths. Founded as a Roman city (123 BC), geomorphological factors have affected the urban development of Palma, the capital of the Mediterranean island of Mallorca. The city grew on an alluvial complex modified by neotectonic faulting. A river and its estuary fit within the main fault, where a primitive harbour was established. The study of its urban transformation and how these have shaped natural systems throughout the last two millennia allows an analysis of the human-environment interactions and the role that geomorphology has played historically. The approach of integrating historical geography and geomorphology –especially in urban areas– is useful for better understanding the resilience of social-ecological systems influenced by the impact of global change.

Palabras clave: geomorfología urbana; ciudades mediterráneas; inundaciones catastróficas
Key words: urban geomorphology, Mediterranean cities, catastrophic floods

Introducción

Desde su aparición, los sistemas agrícolas y ganaderos han transformado los ecosistemas naturales en paisajes culturales formados y gestionados por actividades humanas. En el Mediterráneo, estas transformaciones tuvieron lugar durante largos períodos en diferentes etapas, en las que la deforestación y la degradación del suelo provocaron erosión y una mayor aridez (Mazoyer y Roudart, 2006). Esta combinación de características también está relacionada con la ocurrencia de inundaciones repentinas –otra característica común en la región– debido a la cercanía de las montañas a la costa y a las reducidas cobertura vegetal y capacidad de infiltración de los suelos (Wainwright y Thornes, 2004).

Desde el Neolítico, los patrones de distribución de los asentamientos humanos se han relacionado con los sistemas fluviales, muchos de los cuales se encuentran a menudo en los tramos medios y en las desembocaduras de los ríos. La ocupación de las zonas costeras por puertos o aglomeraciones urbanas es muy frecuente en toda la cuenca mediterránea, como lo es en otros períodos y sociedades, hecho que establece claramente una relación entre el desarrollo de áreas urbanas costeras, ya sean ciudades o colonias comerciales, y la ocupación de estuarios, bahías y desembocaduras de ríos.

Palma, la capital de la isla de Mallorca, la más grande del Archipiélago Balear (Mediterráneo occidental), fue fundada por los romanos en 123 a. C. El estudio de la transformación urbana de Palma, su uso del suelo y cómo estos han moldeado los sistemas naturales a lo largo de los últimos dos milenios, representa una oportunidad para analizar las interacciones hombre-medio y el papel que la geomorfología ha desempeñado históricamente en tales ciudades costeras mediterráneas fundadas en época romana.

Área de estudio

La ciudad de Palma sigue el patrón de ubicación prototípico de ciudades antiguas mediterráneas: posición elevada sobre el nivel del mar con buena visibilidad, cerca de la costa y de un estuario, y proximidad a manantiales de agua dulce. Además, su área circundante es una llanura costera baja protegida que permite un buen tráfico marítimo. Se localiza en la costa sur de Mallorca, en la bahía de

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

Palma, la salida al mar de la cuenca hidrográfica de Palma (533 km^2). Se trata de una depresión semicircular abierta al mar (sur) a través de esta llanura por un litoral de 33 km y delimitada por la *Serra de Tramuntana* (NE) y relieves tabulares del Mioceno (NE-E) de la *Marina de Llucmajor*. Dentro de este contexto geomorfo-lógico, se describen cinco unidades de relieve en la cuenca de Palma (Fig. 1).

Una combinación de procesos fluviales y neotectónicos definen dos subunidades de relieve en la microescala geológica en el área de Palma (Fig. 1b): (a) *Palma Alta*. Un promontorio de 13 m.a.s.l, compuesto en su mayoría por alternancia de depósitos aluviales y litorales plio-cuaternarios; (b) *Palma Baixa*. *Sa Riera* es el río adyacente a *Palma Alta*. Su cauce y estuario encajan en una falla en la que también se estableció el puerto primitivo.

En la cuenca de Palma, el régimen hidrológico de los cursos fluviales es efímero o intermitente, con crecidas espasmódicas durante eventos de lluvia intensa. La superficie de sus cuencas oscila de 1,6 a 205,5 km^2, 0-90 m a 0-1.065 m en rango de altitud y 1,3 a 15,3% de pendiente media. Las cuencas occidentales están ubicadas en relieves abruptos alpinos caracterizados por los valores más altos de torrencialidad (promedio 25 ±5) debido a la presencia de materiales impermeables en las partes inferiores (margas del Dögger y Oligoceno). La costa central contiene las cuencas de drenaje más grandes de la cuenca de Palma con cabeceras en la *Serra de Tramuntana* y partes medias y bajas ocupadas por abanicos aluviales, donde la torrencialidad (promedio 14 ±4) es posteriormente moderada. En la costa occidental, todos los ríos inciden en la plataforma carbonatada del Mioceno superior, formando cañones cársticos en la parte superior y media de sus cuencas. La dureza de las calcarenitas y los relieves tabulares provocan que la torrencialidad (2 ±1) sea muy baja.

El clima de la cuenca de Palma se clasifica en la escala climática de Emberger (Guijarro, 1986) como mediterráneo frío e hiperhúmedo

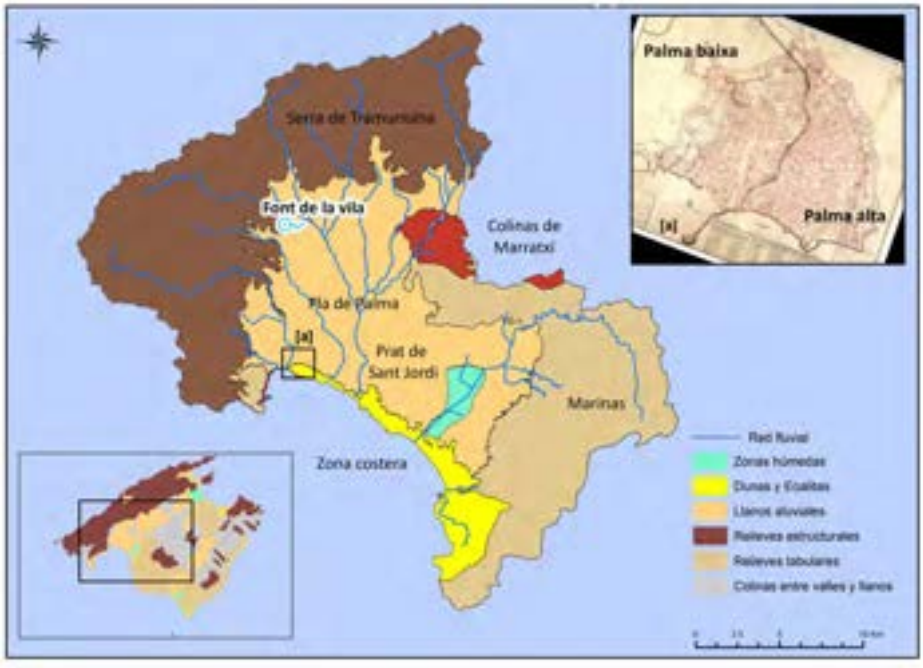


Fig. 1. Red fluviotorrencial y unidades de relieve definidas por la geología y geomorfología en la cuenca de Palma. El mapa inferior izquierda muestra las unidades de relieve de la isla de Mallorca y la localización de la cuenca de Palma. (a) Mapa de la ciudad de Palma –circa 1726, atribuido a Gerónimo Canobes (Centro Geográfico del Ejército)– en que *Palma Alta* y *Palma Baixa* son separados por el escarpe generado por una falla.

Fluvial network and relief units within the Palma basin defined by geology and geomorphology. The map bottom left shows the relief units of Mallorca Island. (a) Map of the city of Palma –circa 1726, attributed to Gerónimo Canobes (Centro Geográfico del Ejército)– where the Palma Alta and Palma Baixa are separated by a scarp generated by a fault.

en las cabeceras de la *Serra de Tramuntana*, y semiárido cálido a lo largo de la zona costera donde se ubica la ciudad de Palma.

Entre las islas del Mediterráneo, Mallorca ocupa el cuarto lugar en términos de población (861.430 habitantes), después de Sicilia, Cerdeña y Chipre. Palma, con 402.949 habitantes (2016), es la segunda ciudad insular más poblada del Mediterráneo después de Palermo (673.735 habitantes).

Evolución urbana y procesos geomorfológicos desde el período Talayótico (3000 a.C. – actualidad)

Al analizar la evolución urbana de Palma y su relación con la geomorfología es posible establecer una secuencia de seis etapas históricas basadas en (a) organización socioeconómica, (b) intervenciones urbanas y (c) procesos geomorfológicos significativos. Estas etapas tienen en común (1) la continuidad en la ubicación de la ciudad que se ha expandido desde su núcleo inicial hasta su tamaño actual, y (2) su relación especial con el agua como recurso y como riesgo a lo largo de su historia.

Período talayótico (3000-550 a. C.)

La transformación urbana en los últimos milenios no permite conocer la existencia de un asentamiento megalítico en el núcleo primitivo de Palma, aunque al final del período talayótico, en enclaves que actualmente son islotes cerca de la costa de Palma, se evidencian registros arqueológicos que infieren cambios en el litoral relacionados con procesos de erosión y/o variaciones en el nivel del mar. Así, el área que rodea estos islotes contiene restos arqueológicos sumergidos, como muelles, indicando la existencia de canales sumergidos y procesos de progradación del litoral (Guerrero, 1981).

Edad Romana y Antigüedad tardía (siglo II a. C. al siglo VI d. C.)

Los datos arqueológicos muestran una ubicación inicial de Palma, defendida por un acantilado costero y una muralla probablemente construida en el 2 d. C. definiendo un área urbana de unas 7 ha. Al pie de la ladera occidental del promontorio, se encuentra un puerto natural dentro del estuario de *Sa Riera* que en el siglo I a. C. se abrió 800 m aguas arriba de la desembocadura al mar, permitiendo la ubicación del antiguo puerto.

Período islámico (siglos X-XIII)

La transformación urbana más significativa fue la construcción del segundo recinto fortificado, que expandió la ciudad de 7 a casi 100 ha e incorporó *Sa Riera* a la ciudad fortificada. Esto expuso al riesgo de inundación a los suburbios circundantes recientemente creados en la *Palma Baixa*, margen derecha del torrente. El tramo final de *Sa Riera* era aún navegable, aunque la progresiva sedimentación aluvial creó zonas fangosas que se conservan en la toponimia de la época cristiana (*Port Fangós*). Ya en la Alta Edad Media, la transformación de metales, tejidos y pieles prueba el impacto de las actividades humanas, favoreciendo la contaminación de *Sa Riera*.

Baja Edad Media (siglos XIII- XV)

En 1229, el rey Jaume I de Aragón conquistó la *Madina Mayurqa*, conocida desde entonces como "*Ciutat de Mallorca*". Algunas de las inundaciones más devastadoras ocurrieron durante este período. Varios autores han compilado las principales anomalías y eventos catastróficos registrados en los siglos XV y XVI (Grimalt Gelabert, 1989), caracterizados por patrones climáticos altamente irregulares. Se produjeron inundaciones catastróficas en 1403, 1408, 1444 y 1490; aunque la de 1403 (14 de octubre, conocida como "*any de sa torrentada*") fue la peor, con 5.000 muertes. La crecida generó una gran ola que entró en la ciudad al romper la muralla (> 3 m), ocupando además la llanura aluvial de la *Palma Baixa* (Fig.1a). La inundación demolió y dañó al menos 2.000 edificios y 8 de los puentes que cruzaban *Sa Riera*. En su desembocadura, la inundación acabó superando la muralla de 10 m de altura, que retuvo el agua hasta su colapso.

Edad Moderna (siglos XVI-XVIII)

El antiguo recinto amurallado musulmán, se reforzó y amplió en el período cristiano, entre 1560 y 1575. La acción urbana más

importante de este período fue el desvío de *Sa Riera* mediante la apertura de un nuevo foso en el sector occidental de la muralla que supuso el cierre del antiguo lecho. En diciembre de 1613 se aprobó el proyecto y se ejecutó entre 1614 y 1615. A pesar de ello, el nuevo cauce no tuvo capacidad suficiente para contener las riadas, repitiéndose graves inun-daciones en 1618, 1635 y 1734.

Edad Contemporánea (siglos XIX-XX)

Desde el comienzo de la era cristiana, la relación entre la ciudad y la llanura aluvial del *Pla de Palma* se extendía más allá de *Sa Riera*, aunque es a partir del siglo XIX que la ciudad de Palma se caracteriza por una clara expansión . Durante el siglo XIX, el impacto de la actividad sísmica también afectó, aunque en menor medida que las inundaciones, la evolución urbana de Palma. El terremoto más intenso registrado (VIII en la escala MSK) ocurrió el 15 de mayo de 1851 y causó daños considerables a muchos edificios y estructuras en Palma (Giménez, 2003), además de corrimientos de tierra en el escarpe de falla.

Cambios drásticos del uso del suelo en el siglo xx

Durante el siglo XX hasta el presente, la expansión urbana ha causado una marcada alteración hidrológica de la cuenca de Palma, modificando formas fluviales mediante recanalización, soterramiento y desviación de cauces; además de cambios drásticos en los usos del suelo durante los últimos 60 años. A partir de *Corine Land Cover* para 1990, 2000, 2006, 2012, y de Pons Esteva (2003) para 1956 y 1973, se observa cómo la urbanización creció de 1.380 ha en 1956 (4% de la cuenca de Palma) a 8.175 ha en 2012 (15%). Por su parte, los usos agrícolas experimentaron una reducción durante el siglo XX de 9.159 ha en toda la cuenca de Palma, inversamente proporcional al aumento de la urbanización. Durante los últimos ~40 años, las pérdidas de tierras cultivadas no se basaron únicamente en transformación a usos urbanos, sino también al abandono de tierras agrícolas marginales y su forestación progresiva.

La cuenca de Palma muestra una histórica falta de planificación integrada contra el riesgo de inundación. Cabe destacar que a partir de un análisis del nivel de exposición a las inundaciones según usos del suelo, se evidencia un aumento exponencial de las áreas con riesgo de inundación causadas por la expansión urbana en todas las cuencas (1956: 7 ha, 1973: 23 ha, 1995: 179, 2000: 195 ha y 292 ha en 2012).

La dinámica costera también se ha visto modificada con la expansión del puerto de Palma, modificando la redistribución de sedimentos en la Bahía de Palma. Además, los sistemas playa-duna de la zona costera desaparecieron por la cons-trucción de complejos turísticos.

Discusión y conclusiones

Las formas y procesos geomorfológicos determinaron y restringieron la evolución urbana de Palma a lo largo de su dilatada historia hasta el siglo XIX. Sin embargo, la acción humana produjo desde la misma fundación de la ciudad en el año 123 a. C. cambios geomorfológicos irreversibles.

El impacto humano en la geomorfología a escala más local, como en el caso de Palma, puede ser útil para comprender mejor la resiliencia de los sistemas socioecológicos influenciados por el impacto del cambio global. Se trata pues de un buen ejemplo de combinación de geomorfología y geografía histórica y la aparición de interacciones y retroalimentaciones que van más allá de la causa-efecto unidireccional. Así, el estudio de Palma, donde estas influencias antropogénicas datan de época romana, permite dilucidar cómo los procesos de retroalimentación entre los sistemas terrestres y sociales son muy intensos en un ambiente sensible y de alta energía como el de la región mediterránea.

Bibliografía

Giménez J. 2003. New data on the post-Neogene tectonic activity of Mallorca Island. Geogaceta 33, 79-82.

Grimalt Gelabert M. 1989. Les inundacions històriques a Sa Riera. Territoris 42, 19-42.

Guerrero V. 1981. Los asentamientos humanos sobre los islotes costeros de Mallorca. Boletín de la Sociedad Arqueológica Luliana XXXVIII, 192-231.

Guijarro JA. 1986. Contribución a la Bioclimatología de Baleares, Universitat de les Illes Balears

Mazoyer M, Roudart L. 2006. A history of World Agriculture: from Neolithic Age to current crisis. Earthscan. International Institute for Environment and Development: London.

Pons Esteva A. 2003. Evolució dels usos del sòl a les illes Balears. 1956- 2000. Territoris, 129-145.

Wainwright J, Thornes JB. 2004. Environmental issues in the Mediterranean. Processes and perspectives from the past and present. 1st ed. Routledge (ed). Routledge: London

Evolución y caracterización de una antropogeoforma de origen minero

J. Fernández-Lozano[1], J. Remondo-Tejerina[1], J. Bonachea[1], M. Morellón[1], A. González-Díez[1], G. Fernández Maroto[1], P. Martínez Cedrún[1], F. Aguado[1], V. Bruschi[2], J. R. Díaz de Terán[1] y A. Cendrero[1]

[1] *Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria, Santander, Cantabria*
[2] *Departamento de Ciencia e Ingeniería del Terreno y de los Materiales, Universidad de Cantabria, Santander, Cantabria*

EVOLUTION AND CHARACTERIZATION OF A MINING-RELATED ANTHROPOGEOFORM: The Reocín Pb/Zn mine (Cantabria) represents one of the most important Spanish mining complexes. The early mining activity dates back to the Roman times, although its systematic exploitation took place during the middle 19th century. Thenceforth, significant changes have transformed the landscape and natural environment due to the construction of mining infrastructures, the development of extraction works and the mineral transformation, which finally led to establish several mining soil heaps in the area. These morphological changes represent an interesting scenario to study the human-induced geomorphological imprint related to the mining infrastructures. To embrace this goal, we perform a multidisciplinary approach based on the petrological analysis and geomorphological reconstruction of the mine dump-27, located in the village of Torres. The analysis of mineral paragénesis and the assessment of mining soil heap volumes allow a better characterization of the raft material. The results provide new insights into the mining-related Anthropocene signal in Cantabria.

Palabras clave: Mina Reocín, Cantabria, antropoceno, balsa minera, minería histórica
Key words: Reocín Mine, Cantabria, Anthropocene, mining soil heaps, historic mining

Introducción

La Mina de Reocín, ubicada entre los municipios de Reocín y Torrelavega (Fig.1), benefició durante casi 150 años uno de los yacimientos minerales de tipo Mississippi Valley —con blenda, galena y marcasita— más importantes de Europa (IGME, 1987). El agotamiento de las reservas, así como un desprendimiento en la explotación a cielo abierto, determinaron el cierre de esta mina en el año 2003.

El yacimiento fue descubierto en 1856, iniciándose una importante etapa en la actividad minera de la Comunidad de Cantabria. En el inicio de la explotación se extraían exclusivamente las calaminas procedentes de la montera de alteración de la mineralización que, en profundidad, pasaría posteriormente a los sulfuros. A partir de 1927, con la construcción de un lavadero de flotación diferencial, el primero en toda Europa, se inició el proceso de separación del estéril fino, que dio origen a la balsa de lodos denominada "Dique 27" (Fig.2), que se conserva en la actualidad como una geoforma de origen antrópico o "antropogeoforma".

Hasta ahora, los estudios realizados sobre la mina se habían centrado en conocer las distintas paragénesis minerales, su estructura y la restauración medioambiental de las acumulaciones de estériles realizada tras su cierre (Cendrero et al., 1974; Imbert, et al., 1992; Symons et al., 2009). Sin embargo, no existe ningún estudio que analice el buen estado de conservación de estas antiguas balsas o antropogeoformas actuales, convertidas en un nuevo elemento del paisaje.

Con objeto de mejorar el conocimiento sobre este tipo de estructuras mineras, se ha



Fig. 1. Localización geográfica y área de estudio.
Fig.1. Geographical location and study area.

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

realizado un estudio multidisciplinar basado en el análisis de la evolución geomorfológica del entorno desde el inicio hasta el cierre de la explotación, así como un estudio petrológico y mineralógico. Este tipo estudios puede resultar de interés para el reconocimiento de restos mineros similares.

El yacimiento Pb/Zn de Reocín

Geología del Yacimiento

Reocín constituye un yacimiento estratoligado, situado en el flanco sudeste del sinclinal de Santillana-San Román, suave estructura que se extiende desde Udías a Santander, introduciéndose en el mar con un leve buzamiento. Este yacimiento presenta una morfología ligeramente curvada, debido a su ubicación próxima al cierre periclinal de dicho pliegue. Estratigráficamente, Reocín se sitúa en el Aptiense (Cretácico Inferior).

Las rocas encajantes son exclusivamente dolomías situadas sobre las calizas margosas que se consideran como muro geológico del yacimiento.

La tectónica de Reocín se compone de fallas hercínicas, rejuvenecidas por la tectónica alpina (Portero-García et al., 1976). Morfológicamente, el yacimiento es un cuerpo estratoide irregular, alargado hacia el NO con 3.250 m de longitud, 1.000 m de anchura y una potencia variable en las distintas partes del yacimiento.

Desde un punto de vista geomorfológico, la zona está situada sobre un macizo cárstico elevado respecto a la vega formada por la confluencia de los ríos Saja y Besaya. Estos relieves han sufrido una intensa antropización por las labores mineras. El relieve de los interfluvios está disectado por depresiones endorreicas que vierten aguas a los principales sistemas cársticos, de extensión variable y fondo plano. En el margen oriental, el fuerte desnivel existente entre las cumbres y la vega del río Besaya se resuelve con escarpes sobre materiales carbonatados y un recubrimiento coluvional.

El Dique 27

El Dique 27 constituye uno de los 7 depósitos de flotación procedentes de los estériles de lavadero de la mina (Fig.2). La separación de la mineralización —constituida por esfalerita, galena y marcasita y/o pirita— por el método de flotación diferencial, suministraba concentrados de cada uno de los minerales, así como un estéril fino que se vertía como lodo fluido (tamaño limo). Este lodo se echaba desde el contorno hacia el centro, originando escalones que crecían en la vertical y que se sustentaban con tablones de madera hasta que cada escalón adquiría, por pérdida de humedad, una competencia mecánica aceptable.

2. Método

El estudio realizado se inició con el análisis de los fondos bibliográficos de la mina (Asturiana del Zinc), que aportaron escasa información sobre este dique antiguo.

Evolución geomorfológica

El estudio de la evolución geomorfológica del entorno minero de la balsa 27 se ha realizado mediante el uso de mapas topográficos históricos, fotografía aérea y modelos digitales LiDAR obtenidos del Instituto Geográfico Nacional (www.ign.es).
El cálculo y caracterización morfológica de la antropogeoforma se llevó a cabo a partir de los modelos digitales del terreno (Fig.2).

Con el fin de estimar de forma precisa la geometría del dique, se realizó un filtrado previo de la nube de puntos antes de la generación del modelo. Este fue realizado con un paso de malla de 1x1 m. La obtención del volumen final se obtuvo mediante la herramienta de corte y relleno en Global Mapper® entre la superficie y un plano definido como base del depósito. *Análisis petrológico*

Para caracterizar los materiales del depósito y su transformación a partir de los lodos originales, se realizó un análisis petrológico que consistió en el estudio petrográfico de dos muestras extraídas del nivel superior e inferior del Dique 27 (MD-1 y MD-2). La composición mineralógica se analizó mediante un análisis de difracción de rayos-X de las dos muestras con un difractómetro Bruker 2D Phaser, con un rango angular de 10º-90º (2ϑ) con un paso de 0.05º y un tiempo de adquisición de 10 s por punto, sobre una muestra en polvo

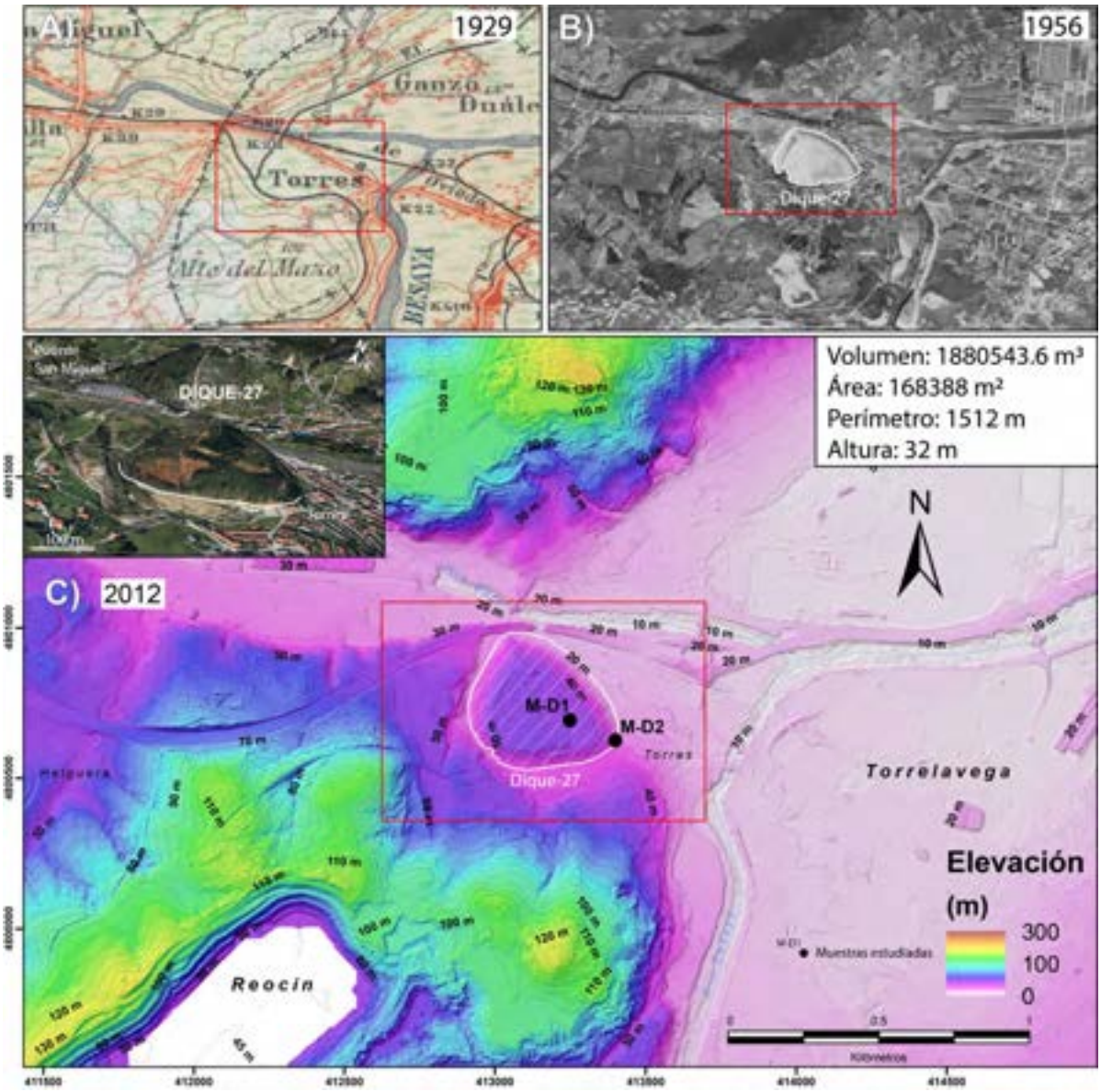


Fig. 2. Evolución geomorfológica del dique 27 basada en información digital del IGN. A) Mapa Topográfico Nacional de 1929, escala 1:50.000, anterior a la ubicación del dique. B) Fotografía aérea del Vuelo Americano Serie-B obtenida poco antes la clausura del dique. C) Caracterización volumétrica sobre Modelo digital del Terreno (MDT) LiDAR y vista 3D.
Fig. 2. Geomorphological evolution of soil heap-27 based on digital information provided by the IGN. A) 1929 Topographic Map scale 1:50.000 obtained prior to the soil heap establishment. B) Aerial image from the Vuelo Americano Serie-B in the final stage before closure. C) LiDAR Digital Terrain Model (DTM) and main characteristics and 3D view.

Resultados

La evolución geomorfológica del entorno en el que se sitúa el Dique 27 muestra importantes cambios como consecuencia del avance de las labores mineras que tuvieron lugar entre 1927 y 1954 (Figura 2A y B), cuando se inicia su reforestación para estabilizar el terreno (Cendrero et al. 1974). Por sus dimensiones y ubicación, junto a dos poblaciones, en proximidad con una subestación eléctrica y al interfluvio de los ríos Saja y Besaya, el Dique 27 representa una antropogeoforma de gran singularidad (se incluye dentro del 12% de todas las estructuras de mayores dimensiones catalogadas en nuestro país; Rodríguez y Gómez de las Heras, 2006). El análisis geomorfológico y topográfico obtenido mediante procesado de datos LiDAR muestra que el Dique-27 constituye una estructura tabular de techo plano con un volumen próxi-

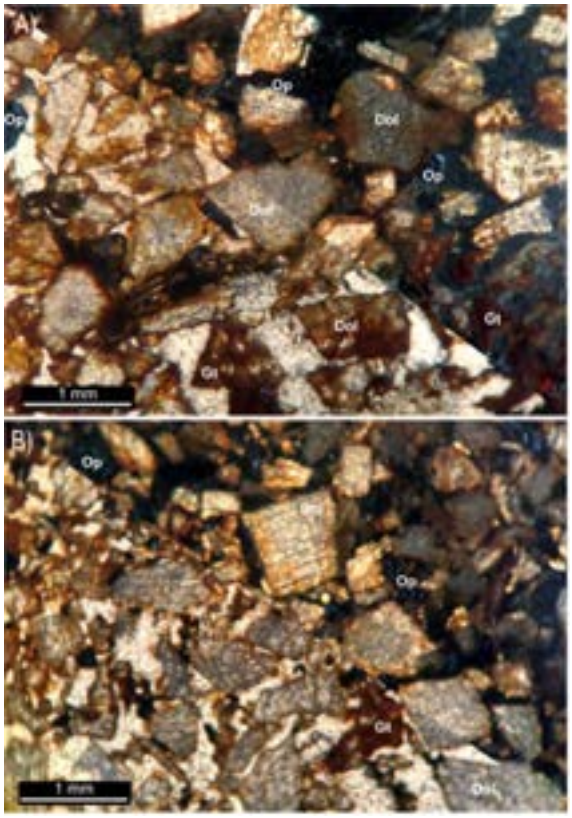


Fig. 3. Análisis petrográfico de las muestras compuestas mayoritariamente por cristales de dolomita y en menor medida opacos, con un cemento de óxidos de hierro. A) MD-1 y B) MD-2.
Fig. 3. Petrographic sample analysis showing the presence of dolomite, opaque minerals, and iron oxide cements. A) Sample MD-1and B) MD-2.

mo a los 2 millones de m^3 y una altura de 32 m respecto al fondo de valle fluvial. Esta antropogeoforma minera destaca en el paisaje por la notable diferencia que produce con respecto a las morfologías fluviales integrada en el complejo minero de Reocín, el cual incluye morfologías de excavación (cortas) y acumulación (diques de flotación) que han permanecido sin modificaciones relevantes en el paisaje. La difracción de rayos-X permite determinar las fases minerales presentes en las muestras, principalmente dolomía ankerítica (Dol), minerales opacos (Op) y cementos de óxidos de hierro (Gt), producto de procesos de transformación secundaria, también observables en las láminas petrográficas (Fig.3). Estos últimos contribuyen al excepcional grado de conservación que presenta, asimilable a una limonita. La transformación que sufre el relleno contribuye a cementar y consolidar el depósito, configurando un relieve antrópico excepcional, resultado de la actividad minera y una diagénesis temprana. Los restos de infraestructura minera constituyen elementos de especial singularidad (Bruschi et al. 2011). Este tipo de antropogeoformas, como el Dique-27, representan un buen ejemplo de la integración de restos de la actividad humana en el paisaje, y constituyen un elemento representativo del Antropoceno en la Comunidad de Cantabria.

Conclusiones

El Dique 27 constituye un ejemplo singular de la infraestructura minera de Reocín. Se trata de una de las balsas de flotación más grandes de nuestro país constituida por una paragénesis mineral de carbonatos y sulfuros. Su situación dentro del contexto minero de la zona arroja luz sobre la historia y evolución de la minería de Pb/Zn, y constituye un buen ejemplo de preservación del patrimonio minero en la Comunidad de Cantabria.

Agradecimientos
Este trabajo ha sido financiado con fondos de los proyectos de investigación CGL2017-82703-R y PAR-29.P052.64004.

Bibliografia

Asturiana del Zinc. Memorias de la mina. Fondo bibliográfico de la mina de Reocín.

Bruschi, V., Bonachea, J., Remondo, J. Forte, L.M., Hurtado, M. y Cendrero, A. 2012. ¿Hemos entrado ya en una nueva época de la historia de la Tierra? Rev. R. Acad. Cienc. Exact. Fís. Nat., 105(1), 1-12.

Cendrero, A., Antón-Ferrer, R. y Loriente-Escallada, E. 1974. Restauración de acumulaciones de desechos sólidos en la zona minera de Reocín (Santander). Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol), 72, 41-66.

IGME. 1987. Inventario Nacional de Balsas y Escombreras, Cantabria. Tomo I. Ministerio de Industria y Energía. Secretaría de la Energía y Recursos Minerales, 252 pp.

Imbert, I.S., Gómez, F., Reinoso, J., Morán, M.E., Fernández, G. y Alonso, J.A. (1992). Yacimientos estratoligados de Blenda, Galena y Marcasita en Dolomias, Mina de Reocín (Cantabria). En Martínez-Frías, J., García-Guinea, J. (Eds): Recursos minerales de España. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, CSIC, 947-967.

Rodríguez, R. y Gómez de las Heras, J. 2006. Los residuos de la industria extractiva en España. Distribución geográfica y problemática ambiental asociada. Rodríguez, R., García-Cortés, Á., Fernández, R.R. (Eds.): En Los residuos minero-metalúrgicos en el medio ambiente (No. 11). IGME, Madrid, 3-27.

Symons, D.T., Lewchuk, M.T., Kawasaki, K., Velasco, F. y Leach, D.L. 2009. The Reocín zinc–lead deposit, Spain: paleomagnetic dating of a late Tertiary ore body. Mineralium Deposita, 44(8), 867.

¿Funcionan los procesos geomorfológicos de manera diferente en el antropoceno?

L.M. Forte[1], J. Remondo[2] y A. Cendrero[2]

[1] *Instituto de Geomorfología y Suelos. Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina*
[2] *Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria, Santander, Cantabria*

ARE GEOMORPHIC PROCESSES DIFFERENT IN THE ANTHROPOCENE?: The pertinence of formally recognizing the Anthropocene as a new geological epoch has been the subject of vivid debate in recent years. The debate has focused mainly on changes affecting climate, biodiversity, atmosphere and hydrosphere chemistry, or the presence of new sedimentary materials and "technofossils" in the geological record. However, possible quantitative and qualitative changes affecting geomorphological processes and landforms have been largely overlooked. This contribution discusses the concepts of human geomorphic pressure and human geomorphic footprint, as well as their consequences on geomorphic processes. A conceptual model to explain the relationship between human drivers and observed changes in geomorphic processes, as well as some predictions formulated from it, will be proposed. Data will be presented to test the predictions. They show that erosion/sedimentation processes as well as frequency of geomorphological disasters increased about one order of magnitude in less than a century. It appears that this increase has been mainly due to land surface transformation by human activities, not to climate. The intensification of both types of processes represents a global geomorphic change and was particularly sharp after mid-20th century, coinciding with what has been called the Great Acceleration. The available evidence indicates that the present model of geomorphic evolution is qualitatively (mainly human driven) and quantitatively (rates about one order of magnitude greater) different from the former one. This evidence supports the proposal made by the present authors in 2011, in the sense that the Anthropocene is characterized, among other things, by a marked change in geomorphic processes, and that the starting point of this (proposed) new geological epoch should be established after World War II.

Palabras clave: cambio geomorfológico global, huella geomorfológica humana, Gran Aceleración, tasas de erosión/sedimentación, desastres geomorfológicos.
Key words: global geomorphic change; human geomorphic footprint; Great Acceleration; erosion/sedimentation rates; geomorphic disasters.

Introducción

El posible reconocimiento formal del Antropoceno como una nueva época geológica ha estado sujeto a un vivo debate en los últimos años.

La discusión se ha centrado principalmente en los cambios que afectan al clima, biodiversidad, composición química de la atmósfera y la hidrosfera, o en la presencia de "tecnofósiles" y otros nuevos materiales sedimentarios en el registro geológico. Sin embargo, prácticamente no se han tenido en cuenta los cambios cualitativos y cuantitativos que afectan a los procesos y formas geomorfológicos.

En este sentido es de destacar el trabajo pionero de Ter-Stepanian (1988) en el que se analiza la influencia humana en los procesos que afectan a la Tierra, en particular en los procesos geodi-námicos externos.

En esta contribución se comentan los conceptos de presión geomorfológica humana y huella geomorfológica humana, así como sus consecuencias sobre los procesos geomorfológicos. Asimismo, se propone un modelo conceptual para explicar las relaciones entre los impulsores humanos y los cambios en los procesos geomorfológicos.

Origen de una idea. La hipótesis

Desde la antigüedad hay numerosas y notables huellas geomorfológicas de origen humano, tanto como agente erosivo como constructor de nuevas antropogeoformas. Ejemplos de las primeras son el sistema de irrigación de Dujiangyan-río Min, en China (s. III a.C.) o las explotaciones mineras romanas de Las Médulas en León. Los tells de la antigua Mesopotomia (aprox. 5000 a.C.) o las terrazas para el cultivo de arroz de Honghe en China (aprox. 2000 a.C.) son ejemplos de geoformas construidas por el hombre. No obstante, es

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

evidente que las huellas antrópicas son mucho mayores en la actualidad.

Para expresar la magnitud de los cambios inducidos por los seres humanos en la superficie terrestre, Rivas et al. (2006) introdujeron el concepto *huella geomorfológica humana*, que representaría el área de nuevas "antropogeoformas" construidas y el volumen de material geológico desplazado anualmente por la acción humana. Según estos autores la denudación de origen antrópico sería uno o dos órdenes de magnitud superior a la natural e implicaría que, para finales de este siglo, las "antropogeoformas" cubrirían una superficie del orden de veinte veces España (10 x 10^6 km^2). En caso de confirmarse, tales magnitudes constituirían un importante *cambio geomorfológico global*, tanto cualitativo como cuantitativo, consecuencia del predominio del hombre como principal agente geomorfológico.

La presión humana podría estar también produciendo cambios en el comportamiento de los procesos y en la sensibilidad de la capa superficial del terreno a la erosión, causando un incremento en la intensidad/frecuencia de los procesos geomorfológicos y con ello en los riesgos derivados, tal y como propusieron Cendrero et al. (2006) para explicar las posibles relaciones causa-efecto entre actividad humana y procesos geomorfológicos: *Impulsores* (población + tecnología + economía) – *Presión* (transformación del suelo e intervención en los sistemas geomorfológicos) – *Impacto* (cambios en el comportamiento de los procesos y en la sensibilidad de las formaciones superficiales) – *Respuesta* (incremento en la intensidad y/o frecuencia de los procesos/desastres).

Así, los datos sobre frecuencia de procesos y riesgos geomorfológicos a diferentes escalas (Mundo, Italia y Bajo Deba en Guipúzcoa) sugieren que los procesos geomorfológicos han experimentado una aceleración en tiempos recientes (últimos 100 años y especialmente en la segunda mitad del siglo XX; Remondo et al, 2005; Cendrero et al., 2006) (Fig.1). Si esto se confirma el cambio geomorfológico global representaría una variación muy significativa en el funcionamiento de los procesos externos durante las últimas décadas. Si la hipótesis es correcta, en general debería haber una aceleración de los procesos geomorfológicos erosivos (denudación, desli-zamientos, escorrentía, etc.), se generarían más sedimentos y crecerían las tasas de sedimentación. Tales incrementos deberían estar fundamentalmente relacionados con los impulsores humanos y no tanto con los naturales.

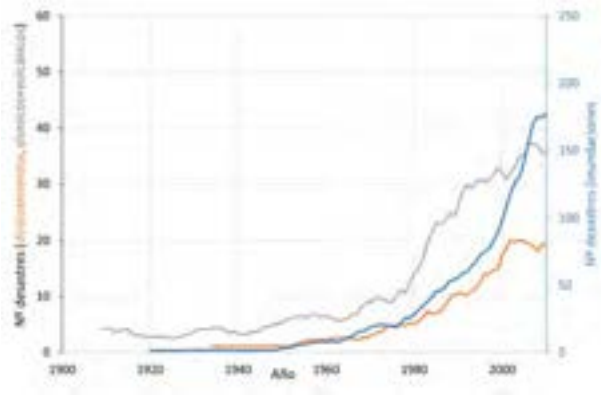


Fig. 1. Frecuencia de desastres naturales en el mundo durante los últimos 100 años (media móvil, 10) para deslizamientos, inundaciones y terremotos y erupciones volcánicas (basado en la base de datos EM-DAT).
Fig. 1. Natural disaster frequency in the world for the last 100 years (moving average, 10) for landslides, floods and earthquakes and volcanic eruptions (based on EM-DAT database).

Nuevas evidencias

Para contrastar la hipótesis formulada se han seguido dos vías (Forte, 2017): el análisis de la evolución de las tasas de sedimentación y el estudio de la frecuencia de los desastres hidro-geomorfológicos (inundaciones y deslizamientos). Paralelamente se ha analizado comparativamente la evolución de algunas variables causales (impulsores) naturales, precipitaciones, y de origen humano, Producto Interior Bruto, PIB (variable proxy que engloba en gran medida la intensidad de la actividad humana).

Así, se han obtenido tasas de sedimentación en 10 sondeos en la Cuenca del Río de la Plata y 14 en el norte de España, que mayoritariamente reflejan un aumento generalizado de las tasas de sedimentación (Bonachea et al., 2010 y Bruschi et al., 2013). Los resultados sugieren que la creciente acumulación de sedimento (reflejo de una creciente erosión) en estas dos áreas tan diferentes, no se debe a

causas climáticas, sino a la transformación del territorio por actividades humanas.

Asimismo, según Forte (2017), en una revisión a partir de la literatura científica publicada en todo el mundo, se ha producido un aumento de las tasas de sedimentación, en todo tipo de ambientes y zonas geográficas, con muy pocas excepciones. Las tendencias de aumento son similares a las de los impulsores antrópicos, pero no a las de los naturales. Resultados similares se desprenden de otros trabajos en los ríos Magdalena y Cauca en Colombia (Restrepo, 2013), en los que se observan aumentos significativos en las cargas sedimentarias fluviales relacionados principalmente con actividades agrícolas.

Forte (2017), a partir de bases de datos internacionales, encuentra un fuerte aumento en la frecuencia de desastres naturales a nivel global. Este fuerte aumento no se explica suficientemente por el aumento en la exposición al riesgo debido al crecimiento de la población ni por la progresiva mejora en la recogida de información sobre desastres (ambos relacionados con el PIB). Según este autor, siguiendo la hipótesis anteriormente formulada por Remondo et al. (2005) y Cendrero et al. (2006), el aumento en la frecuencia de los desastres naturales se correlaciona bien con el PIB y no tanto con la precipitación que es el principal desencadenante de los desastres geomorfológicos. El aumento del PIB está ligado a las emisiones de gases de efecto invernadero y, consecuentemente, al cambio climático, lo que podría relacionarse con episodios meteorológicos extremos. Esto explica que los desastres climáticos y geomorfológicos se correlacionen mejor con el PIB que otros desastres geológicos de origen interno. Pero, además, el PIB presenta correlaciones especialmente altas con los desastres geomorfológicos, lo que en gran medida se explica por la estrecha relación del PIB con las actividades que modifican la superficie del terreno.

Por el contrario, las precipitaciones muestran, con carácter general, variaciones limitadas para la segunda mitad del siglo XX, y de sentido contrario en unas regiones y otras del mundo. Por consiguiente, las precipitaciones no proporcionan una explicación satisfactoria sobre las tendencias de aumento de las catástrofes naturales debidas a procesos geológicos superficiales. Tampoco explicarían la dimensión de ese aumento (si bien, tal y como se ha comentado, son el principal desencadenante de dichos procesos). Es decir, la magnitud del cambio geomorfológico parece ser muy superior al cambio climático, lo que debería contemplarse para mejorar la gestión y mitigación del riesgo.

Consideraciones finales

Los procesos de erosión/sedimentación y la frecuencia de los desastres geomorfológicos han aumentado aproximadamente un orden de magnitud en menos de un siglo. Parece que este incremento se debe fundamentalmente a transformaciones de la superficie del terreno por actividades humanas y no al clima.

La intensificación de ambos tipos de procesos representa un cambio geomorfológico global, particularmente acusado desde la segunda mitad del siglo XX, coincidiendo con lo que se ha denominado La Gran Aceleración (Steffen et al., 2011). Tal aceleración debería tenerse en cuenta en los estudios de riesgos naturales.

Las evidencias disponibles indican que el actual modelo de evolución geomorfológica es cualitativamente (fundamentalmente impulsado por el hombre) y cuantitativamente (tasas alrededor un orden de magnitud mayores) diferente a los del pasado. Esta evidencia apoya la propuesta realizada por los autores en 2011 (Bruschi et al., 2011), en el sentido de que el Antropoceno se caracteriza, entre otras cosas, por un marcado cambio en los procesos geomorfológicos, y que el momento de inicio de esta (posible) nueva época geológica debería establecerse después de la Segunda Guerra Mundial.

Agradecimientos

Esta contribución ha sido parcialmente financiada por los proyectos CAMGEO (CGL2006-11341), España; PICT2011-1685, Argentina; PAR 29 P001 640.04, UC, España; CGL2017-82703-R, España.

Bibliografía

Bonachea, J., Bruschi, V.M., Hurtado, M.A., Forte, L.M., da Silva, M., Etcheverry, R., Cavallotto, J.L., Dantas, M., Pejon, O.,

Zuquette, L., Bezerra, M.A., Remondo, J., Rivas, V., Gómez-Arozamena, J., Fernández, G., Cendrero, A. 2010. Natural and human forcing in recent geomorphic change; case studies in the Rio de la Plata basin. Scicience of the Total Environment, 408, 2674–2695.

Bruschi, V.M., Bonachea, J., Remondo, J., Forte, L.M., Hurtado, M.A., Cendrero, A. 2011. ¿Hemos entrado ya en una nueva época de la historia de la Tierra? Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 105 (1), 1-12.

Bruschi, V.M., Bonachea, J., Remondo, J., Gómez-Arozamena, J., Rivas, V., Méndez, G., Naredo, J.M., Cendrero, A. 2013. Analysis of geomorphic systems' response to natural and human drivers in northern Spain: Implications for global geomorphic change. Geomorphology 196, 267–279.

Cendrero, A. y Douglas, I. 1996. Earth surface processes, materials use and urban development; project aims and methodological approach. Abstr. with Prog., GSA Annual Meeting, A-79.

Cendrero, A., Remondo, J., Bonachea, J., Rivas, V., Soto, J. 2006. Sensitivity of landscape evolution and geomorphic processes to direct and indirect human influence. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 29, 125-137.

Forte, L.M. 2017. Análisis de las variaciones espacio-temporales de los procesos geomorfológicos y riesgos asociados. Tesis Doctoral, Universidad de Cabtabria, España.

Remondo, J., González-Díez, A., Soto, J., Díaz de Terán, J.R., Cendrero, A. 2005. Human impact on geomorphic processes and hazards in mountain areas. *Geomorphology*, **66**, 69-84.

Restrepo, J.P. (2013). Causas naturales y humanas de la erosion en la cuenca del río Magdalena. Resumen para tomadores de decision. FESCOL-fna, Colombia, 26 pp.

Rivas, V., Cendrero, A., Hurtado, M.A., Cabral, M., Giménez, J.E., Forte, L.M., del Río, L., Cantú, M., Becker, A. 2006. Geomorphic consequences of urban development and mining activities; an analysis of study areas in Spain and Argentina. Geomorphology 73(3-4), 185-206.

Steffen, W., Grinevald, J., Crutzen, P.J., McNeill, J. 2011.The Anthropocene: conceptual and historical perspectives. Philosophical Transactions of the Royal Society, A 369, 842-867.

Ter-Stepanian, G. 1988. Beginning of the Technogene. Bulletin International Association Engineering. Geology. 38, 133-142.

Las cuencas de Portainé y Romadriu: susceptibilidad al cambio y factores de control antrópicos y naturales

G. Furdada[1,2], M. Guinau[1,2], G.B. Subiela[1] y A. Moraru[1]

[1] *Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, Barcelona, Catalunya*
[2] *RISKNAT Research group, Geomodels Research Institute, Universitat de Barcelona, Barcelona, Catalunya.*

THE BASINS OF PORTAINÉ AND ROMADRIU: SENSITIVITY TO CHANGE AND ANTHROPOGENIC AND NATURAL CONTROLLING FACTORS: At the headwaters of the Portainé basin (Eastern Pyrenees, Catalonia) the ski resort of Port Ainé was inaugurated in 1986. Since then, its facilities generated alterations in the vegetation at the headwaters that changed its hydrological functioning. The result was the exceedance of a geomorphological threshold (in 2006 - 2008) and a change in the torrential dynamics, which currently generates very destructive, dense flows (hyperconcentrated and debris), affecting its access road. The Romadriu river extends from the Andorra border (East) to its confluence with the Noguera Pallaresa river (West, Ebro basin). The Portainé basin is one of its westernmost basins, draining its North-facing mountainside. In this work, the characteristics of the 16 main basins draining this North-facing slope of the Romadriu river are presented, their controlling factors are described and their susceptibility to generate dense flows is analysed. Finally, human activities and the consequences of climate change that could affect them and trigger dense flows in these basins, are discussed.

Palabras clave: Susceptibilidad, avenidas torrenciales densas, factores de control, cambio global, Pirineos.
Key words: Susceptibility, dense torrential flows, controlling factors, global change, Pyrenees.

Introducción

En la cuenca de Portainé (Fig. 1.), recientemente se ha superado un umbral geomorfológico que ha provocado una agravación en la dinámica torrencial. En el presente trabajo se estudian las subcuencas orientadas al norte del río Romadriu, entre las cuales la de Portainé, para analizar si son susceptibles a desestabilizarse debido al cambio global. Esto podría provocar impactos en las infraestructuras, aumentando el riesgo en la comarca del Pallars Sobirá.

El área de estudio

El río Romadriu (Pirineo oriental, comarca del Pallars Sobirá) se extiende de este a oeste desde la frontera de Andorra hasta su confluencia con la Noguera Pallaresa (cuenca del Ebro) (Fig. 1). Su cuenca, de aproximadamente 60 km^2, alcanza una cota máxima de 2789 m s.n.m en el pico de Salòria y una cota mínima de 780 m s.n.m. Se modela sobre los materiales paleozoicos fuertemente tectonizados del Pirineo axial, Cambro-Ordovícicos al oeste y Ordovícicos, Silúricos y Devónicos al este. Las dos vertientes de este río presentan una gran disimetría, notoria por la densa masa forestal que coloniza la vertiente orientada al norte –objeto de este trabajo-, y la escasez de ella en la orientada al sur. La cuenca de Portainé es una de las más occidentales de las que drenan la vertiente orientada al norte del este río.

La cuenca de Portainé

En la cabecera de la cuenca de Portainé, en 1986 se inauguró la estación de esquí de Port Ainé. Desde entonces, sus instalaciones han generado alteraciones en la cabecera de la cuenca, especialmente desvegetación, que han comportado cambios en su funcionamiento hidrológico (Furdada *et al.*, 2016; De las Heras, 2016; Victoriano *et al.*, 2018). El resultado ha sido la excedencia de un umbral geomor-fológico (en 2006–2008) y un consiguiente cambio en la dinámica torrencial, con un aumento de la frecuencia de los eventos torrenciales destructivos (Génova *et al.*, 2018), que han pasado de ser flujos acuosos con carga de fondo a ser flujos densos muy destructivos. Éstos afectan la carretera de acceso a la estación de esquí y están provocando daños con costes superiores a 6 millones de euros desde 2009 (Furdada *et al.*, *presentado*).

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

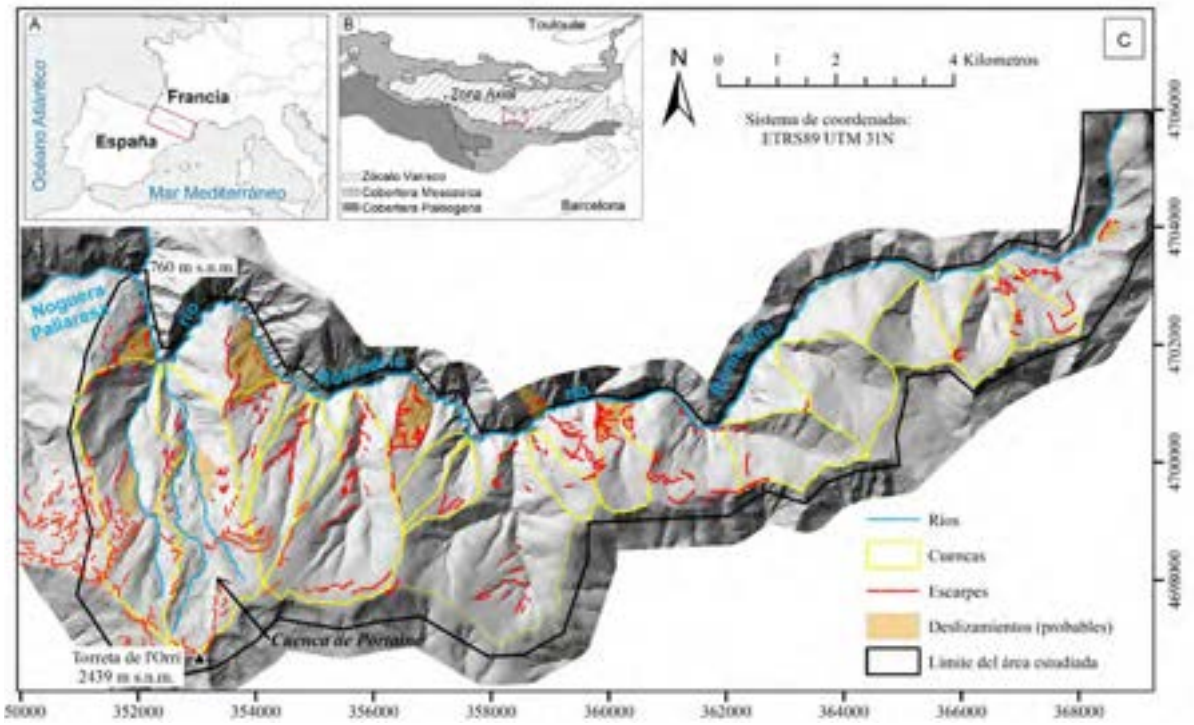


Fig. 1. Situación del Valle de Romadriu. A) geográfica; B) geológica; c) 16 cuencas estudiadas. Modelo digital de elevación derivado de datos LIDAR (propiedad ICGC ccby 4).
Fig. 1. Setting of the Romadriu river's valley. A) geographical; B) geological; C) the 16 studied basins. Digital terrain model derived from LIDAR data property of ICGC (CCby4)

Las avenidas torrenciales de 1982

En 1982, en el Pirineo catalán se produjeron precipitaciones y avenidas extraordinarias. En la confluencia con la Noguera Pallaresa, debido a la gran cantidad de sedimentos transportados por el río Romadriu, se produjo una obturación y el corte de la carretera C-13, eje vertebrador de la comarca (Fig. 2) (Balasch *et al.*, 2008).

La hipótesis considerada es que, si las cuencas del río Romadriu estudiadas se desestabilizaran y generaran flujos densos, las afectaciones serían más graves y/o más frecuentes.

Factores de control de la dinámica torrencial

Los factores de control de la dinámica torrencial en estas cuencas consisten en i) factores intrínsecos a las vertientes, que prácticamente no varían a escala temporal de uso y gestión del territorio (centenal), y ii) factores variables considerados a esta misma escala temporal.



Fig. 2: Obstrucción de la Noguera Pallaresa por los sedimentos transportados por el río Romadriu siendo eliminada por maquinaria pesada; noviembre de 1982. Fotografía cortesía de Xavier Gabriel.
Fig. 4. Obstruction of the Noguera Pallaresa river due to the sediments transported by the Romadriu river, being removed by a bulldozer, November 1982. Photograph courtesy of Xavier Gabriel.

Factores intrínsecos a las vertientes:

Substrato: Materiales paleozoicos fuertemente tectonizados, que presentan numerosos planos de discontinuidad y buzan a favor de la topografía. Presentan discontinuidades abiertas próximas a la superficie. Son propensos a

generar fragmentos que se desprenden fácilmente y se incorporan a las formaciones superficiales coluviales. Está afectado por numerosos movimientos de masa (Fig.1), de distintas escalas, tipologías y grado de conservación, que favorecen todavía más su disgregación e incorporación a las formaciones coluviales.

Formaciones superficiales: En las cabeceras afloran depósitos periglaciares angulosos; gruesas formaciones superficiales coluviales (>10 m) de materiales detríticos groseros y matriz fina regularizan las vertientes; depósitos torrenciales tapizan los fondos de valle.

Morfometría de las cuencas: Se ha aplicado la metodología de Wildford *et al.* (2004) y se han caracterizado las cuencas. A partir del análisis de parámetros morfométricos y sus relaciones, se determina su propensión a generar flujos acuosos, hiperconcentrados o corrientes de derrubios. Los parámetros considerados son longitud de la cuenca y relación de Melton (desnivel/√área) (Wildford *et al.*, 2004).

Factores variables a escala secular:

Son factores que se relacionan entre ellos en mayor o menor grado:

Vegetación: La existencia del ecosistema forestal favorece la infiltración y ejerce un control hidrológico. Además, protege contra la erosión.

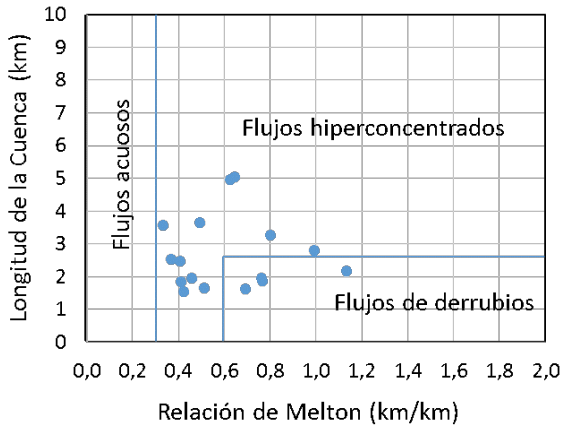


Fig. 3: Diagrama de dispersión, en base a las características morfométricas de longitud y relación de Melton, de las 16 cuencas del río Romadriu estudiadas.
Fig. 3. Scatterplot based on morphometric characteristics, such as basin length and Melton's ratio, of the 16 studied basins of Romadriu river.

Actividad antrópica: Con efectos contrapuestos, afecta a la vegetación y también a la hidrología: con la despoblación desde mediados del siglo XX se ha densificado el bosque, y con el turismo desde los años '80 se ha generado desforestación localizada, por ej., en la cabecera de Portainé.

Precipitación: La cantidad e intensidad de la precipitación afecta a los caudales. Durante el último siglo no se han producido cambios en el patrón de precipitación (Hürlimann *et al.*, 2017). Contrariamente, en las proyecciones para el siglo XXI, según el 5º informe del IPCC (2014), las precipitaciones se reducirán globalmente pero el número de tormentas intensas aumentará.

Susceptibilidad a la generación de flujos densos

Resultados del método de Wildford

Todas las cuencas estudiadas tienen una morfometría propensa a generar flujos densos (fig. 3).

Susceptibilidad a generar flujos densos

Tanto la morfometría como la disponibilidad de material de las cuencas las hacen claramente susceptibles a que se produzcan flujos densos.

Discusión y conclusiones

Las cuencas estudiadas se hallan, mayoritariamente, en una situación de equilibrio metaestable (Goudie, 2014). Si se produce un cambio en los factores de control y se supera un cierto umbral, cada cuenca puede alcanzar una situación de inestabilidad y cambiar su dinámica. Las proyecciones climáticas (IPCC, 2014) apuntan al estrés de las masas boscosas, su deterioro y/o muerte. Esto, junto con las tormentas más intensas, puede facilitar la superación del umbral geomorfológico y generar condiciones erosivas y flujos hiperconcentrados o de derrubios, que pueden acentuarse por la actividad antrópica. Los sedimentos acumulados en el río Romadriu podrían, entonces, generar aportes durante

eventos extraordinarios, aumentando el riesgo en la comarca.

Agradecimientos
Trabajo financiado por el Proyecto PROMONTEC (MINEICO-FEDER Ref.: CGL2017-84720-R).

Bibliografía

Balasch, C., Becat, J., Marugan, C.M., Nadal, A., Rapalino, V., Remacha, R., 2008. Les riuades del segle XX al Pallars Sobirà: 1907, 1937 i 1982. Col.: Arxius i societat: Quaderns de divulgació històrica nº 2. Departament Cultura i Mitjans de Comuni-cació, Generalitat de Catalunya, Barcelona, 240 pp.

De las Heras, Á., 2016. Modificación de la respuesta hidrológica en avenidas torrenciales ante los cambios de usos del suelo en una cuenca de montaña (Portainé, Pirineo leridano). TFM, UPM, 79 pp. URL: http://oa.upm.es/45430/.

Furdada, G., Génova, M., Guinau, M., Victoriano, A., Khazaradze, G., Díez-Herrero, A., Calvet, J. 2016. Las avenidas torrenciales de los barrancos de Portainé, Reguerals y Ramiosa (Pirineo Central): evolución de las cuencas y dinámica torrencial. En: Durán, J.J., Montes, M., Robador, A., Salazar, Á. (Eds.), Comprendiendo El Relieve: Del Pasado Al Futuro. IGME, Madrid, España, pp. 315-322.

Génova, M., Díez-Herrero, A., Furdada, G., Guinau, M., Victoriano, A. 2018. Dendrogeomorphological evidence of flood frequency changes and human activities (Portainé basin, Spanish Pyrenees). Tree-Ring Research. XXX

Goudie, A. IAG Glossary of Geomorphology (ver-sion 1.0) [on line]. International Association of Geomorphologists, July 2014 [consulted 14 Februa-ry 2018]. Available at: http://www.geomorph.org/wp-content/uploads/2015/06/GLOSSARY_OF_GEOMORPHOLOGY1.pdf

Hürlimann, M., Palau, R.M., Berenguer, M., Pinyol, J., 2017. Analysis of the rainfall conditions inducing torrential activity in the Portainé catchment (Eastern Pyrenees, Spain). Geophysical Research Abstracts Vol. 19, EGU2017-12494.

IPCC, 2014. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

Victoriano, A., Brasington, J., Guinau, M., Furdada, G., Cabré, M., Moysset, M. 2018. Geomorphic im-pact and assessment of flexible barriers using multi-temporal LiDAR data: the Portainé mountain catch-ment (Pyrenees). Engineering Geology, 237, 168-180.

Wilford, D.J., Sakals, M.E., Innes, J.L., Sidle, R.C., Bergerud, W.A. 2004. Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. Landslides 1, 61-66.

Influencia en los modelos de estimación de pérdidas económicas por inundaciones, de la localización de la planta principal de las viviendas respecto a la vía pública

J. Garrote[1], B. Rodríguez[1], A. Díez-Herrero[2], E. Aroca-Jimenez[3], J.M. Bodoque[3], N. Bernal[1] y L. Martins[2]

[1] *Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid*
[2] *Área de Riesgos Geológicos, Instituto Geológico y Minero de España, IGME, Madrid*
[3] *Facultad de Medio Ambiente y Bioquímica, Universidad de Castilla-La Mancha, Toledo, Castilla–La Mancha*

INFLUENCE IN THE ECONOMIC LOSSES ESTIMATION MODELS DUE TO FLOODS, OF THE LOCATION OF THE MAIN FLOOR OF THE HOUSES WITH RESPECT TO THEIRS URBAN SURROUNDINGS: There is a generalized consensus about the influence of representativeness from digital elevation models (DEM) used in two-dimensional (2D) hydraulic modeling of urban areas, in the estimation of the economic losses associated with floods. However, once the previous objective has been reached, the determination of the economic damage is made by crossing the results offered by the hydraulic models with the situation of the exposed goods; but without paying too much attention to another singular factor, such as the relation in the topographic variable "Z", between the level of the house main floor and the not built-up land surrounding it. In order to assess the influence of this variable, two populations in Central Spain were selected: Pajares de Pedraza (Arahuetes, Segovia), and Navaluenga (Ávila). The results cannot be considered homogeneous, and they show that the constructive model of each locality will have a decisive influence on the economic losses. However, in the absence of more complete studies, the results obtained in Navaluenga show an average value of 25 % of the economic losses over-estimation due to floods.

Palabras clave: inundaciones, funciones magnitud-daño, modelos pérdidas económicas, planta principal vivienda, modelos hidráulicos 2D
Key words: floods, magnitude-damage functions, economic losses model, house´s main floor, 2D hydraulic model

Introducción

Los daños causados por las inundaciones son responsables de aproximadamente un tercio de las pérdidas económicas originadas como resultado de los riesgos naturales en Europa y son, junto con las tormentas de viento, los desastres naturales acontecidos con mayor frecuencia (de Moel and Aerts, 2011). En España, el Consorcio de Compensación de Seguros ha estimado que entre 1971 y 2016, las indemnizaciones por inundación en España han ascendido a un total de 5.810 M€. A pesar de esta circunstancia, no son demasiados los estudios en España que analizan las pérdidas económicas y/o sociales asociadas a las inundaciones para tratar de minimizar y paliar sus consecuencias. Pudiéndose resaltar los trabajos de Ballesteros et al. (2013), Bodoque et al. (2016), Garrote et al. (2016), que analizan aspectos como la implementación de medidas de mitigación frente al riesgo, el análisis coste beneficio de las mismas, la influencia de los MDT en la estimación de pérdidas económicas, o la implementación de funciones calado-daño de detalle para la mejora de la estimación de pérdidas económicas.

Siguiendo la línea de estos estudios, en el presente trabajo se pretende analizar la influencia de la relación topográfica entre la vía pública y la planta principal de las viviendas en la estimación de las pérdidas económicas directas por inundaciones; mediante el análisis de dicha relación en las poblaciones (Fig. 1) de Pajares de Pedraza (Segovia) y Navaluenga (Ávila).

Metodología

La estimación de pérdidas económicas directas (en viviendas) por inundaciones en general se basa en dos fuentes de información independientes. Por un lado, la información relativa al calado que la avenida alcanza en las zonas urbanas afectadas; por otro, en la ecuación matemática (función magnitud – daño) que relaciona el calado que afecta a una vivienda con los daños esperados dentro de la misma. Respecto a esta segunda fuente de in-

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.



Fig. 1. Mapa de localización de las zonas de estudio.
Fig. 1. Study area location map

formación, son múltiples las ecuaciones propuestas para lograr el objetivo de estimar las pérdidas económicas: desde funciones de carácter general (o regional) propuestas para un país o región (p.e. USACE, 2000 y 2003), a aquellas que se han desarrollado de manera específica para una población concreta (p.e. Garrote et al., 2016).

Estas funciones magnitud – daño necesitan en cualquier caso como parámetro de entrada el valor del calado de la avenida para cada vivienda; aspecto que en general se estima a partir del valor de calado en el perímetro de la vivienda que los modelos hidráulicos nos ofrecen. Esto es, el valor de calado que el modelo hidráulico muestra en la zona no construida (vía pública, patio, jardín,…) adyacente a la vivienda. Esta estimación presupone que el nivel topográfico de la planta principal de la vivienda se sitúa al mismo nivel que el de la zona adyacente no construida. Sin embargo, es común que las viviendas no se sitúen exactamente al mismo nivel topográfico que la zona no urbanizada que las rodea, pudiendo presentar una sub- o sobre-elevación respecto a la misma que modifica el valor del calado real de la avenida en el interior de la vivienda. Esta situación debe de tener una influencia en la estimación de los daños económicos, al modificar el calado real que afecta a la vivienda (Fig. 2), la cual se ha procedido a analizar en dos localidades (Pajares de Pedraza, Segovia; y Navaluenga, Avila).

Para lograr este objetivo, en primer lugar se procedió a agrupar las viviendas en categorías: viviendas de una o más de una planta con ocupación principal u ocasional en Pajares de Pedraza; viviendas con una o más de una planta con o sin sótano en el caso de Navaluenga. A partir de estas cuatro clases de vivienda en cada localidad se procedió a estimar el valor medio de sub- o sobre-elevación de la vivienda (estimada mediante distanciometro láser DISTO D8 y flexómetros en un número significativo de viviendas de cada tipología) respecto a la vía urbana. De tal forma que se podía corregir el valor de calado aportado por los modelos hidráulicos en el interior de las viviendas en función de la tipología de la misma. Con esos dos valores de calado (teórico y corregido), se ha analizado la influencia de la variable sub- o sobre-elevación de la vivienda respecto a la vía pública en la estimación de las pérdidas directas por inundaciones.

1. 2. Resultados

Los resultados obtenidos en el presente trabajo muestran que la influencia de la localización de la planta principal de las viviendas respecto a la vía pública es variable. Esta variabilidad se manifiesta en que la influencia sobre las estimaciones de pérdidas económicas directas resulta mucho más significativa en el caso de la población de Navaluenga, que en Pajares de Pedraza.

En el caso de la localidad de Pajares de Pe-

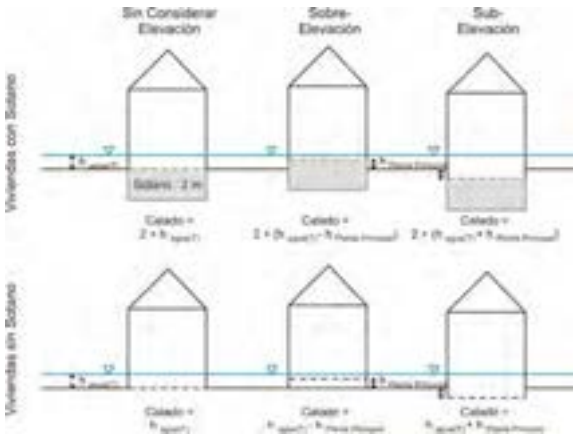


Fig. 2. Distribución del calado de la avenida en el interior de las viviendas considerando la posible sub- o sobre-elevación de la vivienda, y sin considerarla.
Fig. 2. Distribution of the flow depth inside the dwellings considering the possible sub- or over-elevation of the house, and without considering it.

Porcentaje (%) Reducción Perdidas					
Tipología Vivienda	Nº Viv.	T 50	T 100	T 500	Media
Viv. 1 Pl - Ocas	13	-29	-28	-19	**-25.3**
Viv. 1 Pl - Princ	1	-2	-1	-1	**-1.3**
Viv. >1 Pl - Ocas	19	+2	-7	-5	**-3.3**
Viv. >1 Pl - Princ	5	-8	-5	-5	**-6.0**

Tabla 1. Variación de las pérdidas económicas (en %) en Pajares de Pedraza, Segovia.
Table 1. Economic damage percentage change in Pajares de Pedraza, Segovia.

draza, solo en una de las tipologías de vivienda definidas (vivienda de una planta con ocupación ocasional) se puede afirmar la existencia de una influencia directa (Tabla 1) en la estimación de pérdidas económicas. Así, la variación en la estimación de pérdidas para esta tipología de vivienda arroja una reducción de aproximadamente el 25%. En las otras tres tipologías de vivienda consideradas también se aprecia una reducción de las pérdidas, pero la misma se limita a porcentajes inferiores al 6%. Estos valores medios para los tres periodos de retorno de avenida considerados (50, 100, y 500 años), no muestran variaciones significativas en función del periodo de retorno considerado.

Es en la localidad de Navaluenga donde el efecto de considerar la relación topográfica entre la planta principal de la vivienda y la vía urbana resulta más evidente (Tabla 2). Así, en las viviendas con sótano (ya sea con una sola planta o más) el efecto de la variable que se está analizando provoca una reducción en la estimación de las pérdidas económicas superior al 30% (valor medio para los periodos de retorno de la avenida considerados); mostrando además como dicha reducción se limita conforme se incrementa el periodo de retorno de la avenida. Para las viviendas sin sótano, la reducción de las pérdidas económicas es menor (valor medio próximo al 15%), observándose el mismo efecto respecto al periodo de retorno que se había apuntado anteriormente.

Porcentaje (%) Reducción Perdidas					
Tipología Vivienda	Nº Viv.	T 50	T 100	T 500	Media
Viv. 1 Pl - Sotano	109	-43.3	-40.7	-29.4	**-37.8**
Viv. 1 Pl - No Sotano	621	-13.8	-12.2	-10.4	**-12.1**
Viv. >1 Pl - Sotano	64	-34.0	-33.2	-29.8	**-32.3**
Viv. >1 Pl - No Sotano	1462	-20.5	-19.2	-15.1	**-18.3**

Tabla 2. Variación de las pérdidas económicas (en %) en Navaluenga, Avila.
Table 2. Economic damage percentage change in Navaluenga, Avila.

3. Discusión y conclusiones

Los resultados obtenidos acerca de la influencia de la relación topográfica entre la planta principal de las viviendas y la vía pública en la estimación de daños económicos por inundaciones en general apuntan hacia una reducción en la estimación de pérdidas. Sin embargo, la magnitud de esa reducción varía significativamente entre ambas poblaciones: la reducción media independientemente del tipo de vivienda o periodo de retorno se sitúa en torno al 9% en Pajares de Pedraza, y en torno al 25% en Navaluenga. Incluso esos valores medios provienen de valores claramente diferentes en función de la tipología de vivienda considerada.

En el caso de Pajares de Pedraza, las viviendas de una planta y ocupación ocasional (Tabla 1) muestran una reducción en las pérdidas mucho mayor (25%) que las otras tres tipologías de vivienda consideradas (en las que las pérdidas, inferiores al 6%, podrían considerarse insignificantes considerando las incertidumbres que siempre acompañan estas estimaciones). En Navaluenga, las diferencias en la reducción de pérdidas se relacionan directamente con la existencia o no de un sótano en las viviendas: reducción superior al 30% cuando la vivienda tiene sótano (Tabla 2), y en torno al 15% cuando carece de él. Estos resultados apuntan en primer lugar (por la falta de homogeneidad en los resultados entre las distintas tipologías de vivienda) hacia la influencia del modelo constructivo y desarrollo urbanístico en los mismos. Aspecto que sin duda ha de resultar de interés para los responsables del desarrollo urbano futuro de estas poblaciones.

Los resultados obtenidos pueden verse condicionados por diferentes factores, como puede ser el tamaño de la población y por tanto el tamaño de la muestras utilizadas. Así, el reducido tamaño de la población de Pajares de Pedraza hace que algunas de las tipologías de vivienda consideradas estén muy escasamente representadas, haciendo que la

significancia estadística de sus resultados pueda ser cuestionable. Ese problema no aparece en el caso de Navaluenga, en el que todas las tipologías de vivienda están suficiente representadas y han podido ser satisfactoriamente muestreadas sobre el terreno.

Cuando la muestra de viviendas de una tipología es reducida, la influencia en los resultados de sus localizaciones respecto al río (mayor o menor magnitud del calado que le afecta) puede ser superior. Así por ejemplo, la reducción de las pérdidas se incrementa notablemente en un escenario en el que las viviendas están alejadas del cauce (calados pequeños); en este caso, una ligera sobre-elevación de la planta principal supondría una muy importante reducción de las pérdidas. La misma sobre-elevación en viviendas próximas al cauce (calados grandes), produciría reducciones de las pérdidas mucho más limitadas. Estos efectos han de minimizarse cuando el tamaño de la muestra es mayor, al incrementarse teóricamente la distribución geográfica de las viviendas y su distancia al cauce. Y en este sentido los resultados relativos a la población de Navaluenga podrían considerarse más fiables.

En Navaluenga las mayores diferencias en los valores de reducción de las pérdidas están asociadas a la presencia o no de sótano en las mismas. Esta situación se sustenta en dos motivos principales: por un lado una mayor sobre-elevación de las viviendas con sótano respecto a la vía publica provocada en la mayoría de los casos por la propia presencia de sótano y su insuficiente profundidad como para que la planta principal de la vivienda pueda situarse a la misma altura que la vía pública; y por otro en la diferente distribución del porcentaje de daños dentro de la vivienda en las funciones de daños utilizadas (USACE, 2000 y 2003).

El segundo motivo apuntado da reflejo a un escenario en el que en el sótano se localizan elementos de menor valor económico que en la planta principal de la vivienda. En este sentido cabe plantearse si la utilización de funciones magnitud-daño específicas daría lugar a resultados semejantes a los ahora obtenidos, pues como se plantea en Garrote et al. (2016) las diferencias en la estimación de pérdidas económicas puede variar de manera notable en función de la utilización de modelos de pérdidas regionales o locales de gran detalle.

Los resultados obtenidos no pueden considerarse concluyentes respecto a la magnitud de la influencia de la sub- o sobre-elevación de las viviendas respecto a la vía pública en la correcta estimación de las pérdidas económicas directas por inundaciones. Aunque si muestran que la variable tiene su efecto sobre la estimación de pérdidas, y que en general apunta hacia una reducción de las mismas. Si la situación y valores (%) obtenidos en Navaluenga se repiten en otras poblaciones en próximos estudios, se podría considerar a la relación topográfica entre la planta principal de la vivienda y la vía pública como una de las variables con mayor influencia en la correcta estimación de las pérdidas económicas directas por inundaciones.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación MARCoNI (CGL2013-42728-R) y DRAINAGE (CGL2017-83546-C3), del Ministerio de Economía y Competitividad.

REFERENCIAS

Ballesteros-Cánovas, J.A., Sánchez-Silva, M., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A. 2013. An Integrated Approach to Flood Risk Management: A Case Study of Navaluenga (Central Spain). Water Resources Management, 27(8), 3051-3069.

Bodoque, J.M., Guardiola-Albert, C., Aroca-Jiménez, E., Eguibar, M.A., Martínez-Chenoll, M.L. 2016. Flood Damage Analysis: First Floor Elevation. Uncertainty Resulting from LiDAR-Derived Digital Surface Models. Remote Sensing, 6, 105-114.

de Moel, H., Aerts, J.C.J.H. 2011. Effect of uncertainty in land use, damage models and inundation depth on flood damage estimates. Natural Hazards, 58, 407–425.

Garrote, J., Alvarenga, F.M., Díez-Herrero, A. 2016. Quantification of flash flood economic risk using ultra-detailed stage–damage functions and 2-D hydraulic models. Journal of Hydrology, 541(A), 611 – 625.

USACE. 2000. Economic Guidance Memorandum (EGM) 01-03, Generic Depth-Damage Relationships. USACE, Washington (DC), 11 pp.

USACE. 2003. Economic Guidance Memorandum (EGM) 04-01, Generic Depth-Damage Relationships for Residential Structures with Basements. USACE, Washington, 17 pp.

Reconstrucción hidráulica de paleo-avenidas en el entorno del Sistema Central para yacimientos arqueológicos musterienses (Pleistoceno Superior)

J. Garrote[1], A. Díez-Herrero[2], D. Álvarez-Alonso[3], M. de Andrés-Herrero[4], J.F. Jordá Pardo[5], M. Hernández[2], J.M. Bodoque[6], M. Alonso[1], J. Gil[1]

[1] *Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid*
[2] *Área de Riesgos Geológicos, Instituto Geológico y Minero de España, IGME, Madrid*
[3] *Departamento de Prehistoria, Historia Antigua y Arqueología, Universidad Complutense de Madrid, Madrid*
[4] *Institute of Prehistoric Archaeology, University of Cologne - Neanderthal Museum, Cologne, Germany*
[5] *Facultad de Geografía e Historia,. Universidad Nacional de Educación a Distancia, Madrid*
[6] *Facultad de Ciencias Ambientales y Bioquímica, Universidad de Castilla-La Mancha, Toledo, Castilla-La Mancha*

PALAEO-FLOODS HYDRAULIC RECONSTRUCTION IN THE SURROUNDINGS OF THE SPANISH CENTRAL SYSTEM FOR MOUSTERIAN ARCHAEOLOGICAL SITES (UPPER PLEISTOCENE): The archaeological sites of Abrigo del Molino (Segovia) and Jarama VI (Guadalajara) share several characteristics. First of all, their Mousterian age and they have been inhabited by Neanderthals. And furthermore, the presence of sediments linked to flooding events of the rivers closest to them: the Eresma River (Abrigo del Molino), and the Jarama River (Jarama VI). In the Abrigo del Molino archaeological site, three topographic scenarios (current and two paleo-geographical configurations) defined from the geomorphological features of the Eresma River valley have been considered. For the Jarama VI archaeological site, the current topographic scenario and a paleo-geographical model were considered. Our analyses have provided for each archaeological site, several peak flow estimation values for the paleo-floods during the Mousterian period (Upper Pleistocene) in which the Neanderthals occupied the area, and recorded in the fluvial sediments that cover the floor of the caves.

Palabras clave: Paleo-avenidas, modelos hidráulicos 2D, Abrigo del Molino, Jarama VI, Pleistoceno Superior
Key words: Paleo-floods, 2D hydraulic model, Abrigo del Molino, Jarama VI, Upper Pleistocene

Introducción

Los yacimientos arqueológicos del Abrigo del Molino, en la provincia de Segovia (Álvarez et al., 2016; Díez-Herrero et al., 2014) y Jarama VI, provincia de Guadalajara (Jordá Pardo, 2007; Lorenzo et al., 2012), presentan varias similitudes entre ellos. Por un lado se trata de yacimientos que pertenecen al periodo Musteriense y que en su momento fueron ocupados por Neandertales. Así mismo, se encuentran localizados (Fig. 1) a una latitud similar (en torno a los 40° 57' N), en el piedemonte del Sistema Central (vertiente norte en el caso del Abrigo del Molino y vertiente sur en el caso de Jarama VI). Por último, en ambos casos se han encontrado sedimentos de origen fluvial en el interior del yacimiento, y estos depósitos se encuentran directamente relacionados en el tiempo con la ocupación humana del yacimiento y los restos arqueológicos encontrados.

Dentro de la paleo-hidrología, los depósitos de paleo-inundaciones, evidencias dendro-geomorfológicas y liquenometría, son las fuentes de información más comunes para la estimación de frecuencia y magnitud de avenidas pretéritas (Benito y Díez-Herrero, 2015).

El objetivo último de la utilización de todas

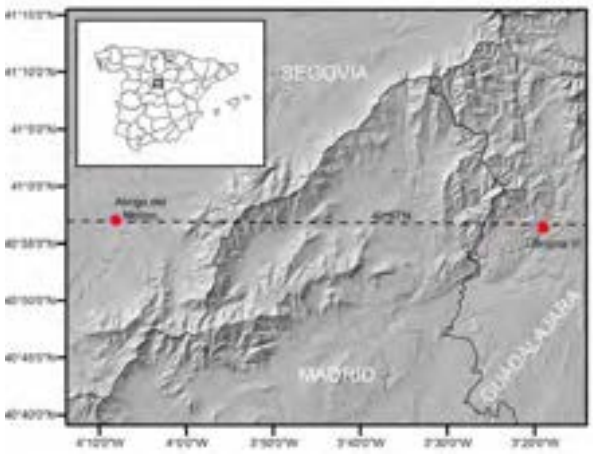


Fig. 1. Mapa de localización de los yacimientos arqueológicos del Abrigo del Molino (Segovia) y Jarama VI (Guadalajara).
Fig. 1. Abrigo del Molino (Segovia) and Jarama VI (Guadalajara) archaeological sites location map.

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

estas técnicas se centra en extender lo máximo posible en el tiempo el registro de avenidas ocurridas en un tramo de río, para de esta forma mejorar la estimación de la magnitud y frecuencia de las mismas.

El objetivo principal del presente estudio no se centra en la estimación de la relación entre magnitud y frecuencia de avenidas en el entorno de los yacimientos, sino simplemente en la caracterización de los posibles caudales punta de avenidas responsables de la sedimentación de los depósitos encontrados en el interior de los yacimientos.

Metodología

La presencia de sedimentos de origen fluvial en el interior de los yacimientos arqueológicos analizados, y su relación con los restos arqueológicos encontrados, ha servido como herramienta de calibración de los modelos hidráulicos desarrollados con el objetivo de estimar los posibles caudales punta asociados a las avenidas fluviales responsables de la sedimentación de dichos depósitos. Además, en el caso del yacimiento del Abrigo del Molino, la textura y estructura de dichos depósitos ha permitido delimitar las características (calado, velocidad y dirección) de la avenida responsable de los mismos: velocidades entre 0.3-0.85 m s^{-1}; calados entre 0.25-0.40 metros; y sentido de la corriente opuesto a la de la corriente principal del río actual. En el caso del yacimiento de Jarama VI, al no disponer actualmente de información detallada sobre las características de los sedimentos encontrados dentro del yacimiento, se plantean calados de un orden similar al definido para el Abrigo del Molino.

La edad de los depósitos de origen fluvial encontrados en ambos yacimientos arqueológicos (en torno a los 40-45 ka BP) abre un abanico de incertidumbres respecto a algunos de los aspectos más importantes para la reconstrucción paleo-hidráulica de las avenidas responsables de los mismos. Sin duda, la variable que aporta un mayor grado de incertidumbre es la configuración topográfica del terreno en el momento en el que se produjeron las inundaciones. Esta variable es además crítica en el proceso de modelización de los caudales responsables del depósito de los sedimentos fluviales encontrados en el interior de los yacimientos y entre los que se localizan los restos arqueológicos que han servido para su datación.

Por todo ello, la configuración geomorfológica de los valles fluviales en los que se localizan los yacimientos ha sido utilizada como herramienta para la definición de diferentes escenarios topográficos. Estas características se pueden sintetizar, para el yacimiento arqueológico del Abrigo del Molino, en la presencia de dos niveles de terrazas fluviales situadas a alturas de + 6 y + 11 metros de altura respecto al cauce actual. En el caso del yacimiento arqueológico de Jarama VI, se observó la presencia de una fuerte incisión vertical en la parte baja del valle, con continuidad longitudinal a lo largo del segmento de río analizado y en contacto con la posición actual del cauce. En base a lo anterior (Fig. 2), en el yacimiento del Abrigo del Molino se han planteado tres escenarios topográficos diferentes (actual y dos configuraciones paleo-geográficas); mientras en el caso del yacimiento Jarama VI se consideraron dos escenarios topográficos (actual y una configuración paleo-geográfica a + 7 metros sobre el cauce actual).

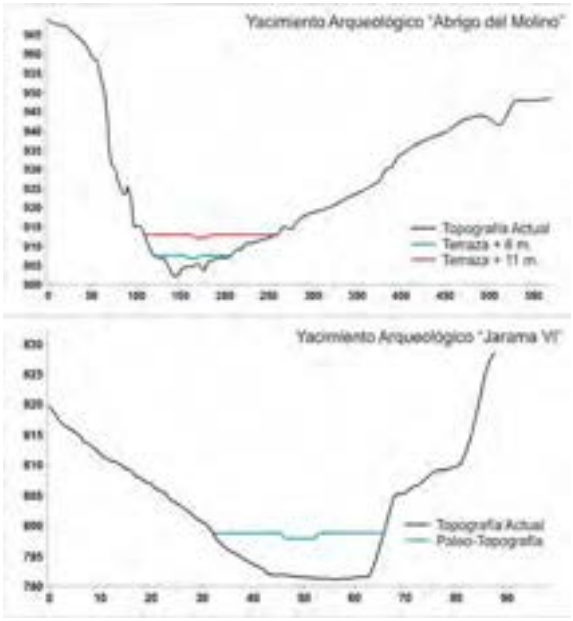


Fig. 2. Secciones transversales al cauce en la localización de los yacimientos arqueológicos, y localización del cauce en los escenarios paleo-geográficos considerados.
Fig. 2. Valley cross-sections on archaeological sites location, and channel height on considered palaeo-geographical scenarios

Cada uno de los escenarios paleo-geográficos considerados ha requerido la modificación del modelo digital de elevaciones (MDE) para el ajuste de la altura y posición del cauce relacionado con dicho escenario. Así como modelar la forma y elevación de la cueva donde se sitúa cada yacimiento. Por otro lado, y también asociado a la modelización hidráulica, se procedió a la definición de la rugosidad superficial del terreno a partir de la valoración del parámetro de rugosidad de Manning; tanto para la situación actual, como para las condiciones estimadas en el momento de ocurrencia de las avenidas (las cuales han sido asociadas a los modelos paleo-geográficos desarrollados). Una vez en disposición de los datos necesarios, se ha utilizado el software de modelización hidráulica bidimensional Iber (Blade et al., 2014); para la estimación de los valores de caudal punta ($m^3\ s^{-1}$) necesarios para que sea viable su relación con la altura de los sedimentos encontrados dentro de los yacimientos y las características de los mismos.

	CAUDAL ($m^3 s^{-1}$)	CALADO (m)	VELOCIDAD (m/s)
Topografía Actual	3000	0,35	-0,66
	3015	0,38	-0,74
	3030	0,39	-0,81
	3045	0,4	-0,87
	3050	0,4	-0,87
	3060	0,42	-0,88
	3100	0,47	-0,99
	3200	0,58	-1,22
	3300	0,7	-1,45
	3350	0,78	-1,62
	3360	0,78	-1,43
	3365	0,8	-1,45
	3370	0,81	-1,51
Terraza + 6 m	2850	0,35	0,21
	2875	0,37	0,21
	2880	0,42	0,22
	2900	0,44	0,21
	2950	0,49	0,21
	3000	0,6	0,25
	3100	0,77	0,24
	3200	0,93	0,23
	3250	1,01	0,22
Terraza + 11 m	450	0,36	-0,07
	460	0,38	-0,04
	465	0,4	-0,05
	475	0,43	-0,08
	600	0,78	-0,19
	605	0,8	-0,2
	650	0,91	-0,25
	660	0,93	-0,3
	700	1,02	-0,4

Tabla 1. Resultados del modelo hidráulico en el Abrigo del Molino.
Table 1. Abrigo del Molino hydraulic model results.

Resultados

En general, los resultados de caudal punta de la avenida muestran variaciones significativas. Estas variaciones se manifiestan tanto al comparar los dos yacimientos arqueológicos, como al comparar los valores que dentro de un mismo yacimiento son necesarios en función del escenario topográfico considerado.

En el caso del yacimiento del Abrigo del Molino, la granulometría y estructura de los depósitos limitaban las condiciones de flujo necesarias para la deposición de los sedimentos. Tal y como se aprecia en la Tabla 1, solo en el entorno del escenario topográfico actual se obtendrían unas condiciones calado, velocidad y dirección compatibles (sombreados en rojo en la Tabla 1) con el depósito de los sedimentos encontrados en el interior del yacimiento arqueológico. En este escenario, valores de caudal punta en torno a los 3000 $m^3\ s^{-1}$ dan lugar a unas condiciones propicias para la acumulación de los sedimentos. Son precisamente estos extremos valores de caudal punta (multiplican por 6 el valor asociado al periodo de retorno de 500 años, T_{500}) los que se postulan como puntos débiles de este escenario.

En el escenario paleo-geográfico asociado a la terraza de + 6 metros, valores de caudal punta en torno a los 2800 $m^3\ s^{-1}$ provocan condiciones de calado de la avenida compatibles con la sedimentación, pero sin embargo el sentido del flujo mostrado por el modelo es el mismo que el del río actual (y no inverso como indica la interpretación sedimentológica de los depósitos encontrados). Para el escenario asociado a la terraza de + 11 metros, valores de caudal punta por encima de los 650 $m^3\ s^{-1}$ (ligeramente superior al valor de la T_{500}) son compatibles con las velocidades y direcciones de flujo requeridas; pero sin embargo el calado de la avenida es más de medio metro superior al necesario para la sedimentación de los depósitos fluviales encontrados; lo cual es físicamente posible. En conjunto, los resultados asociados a este escenario parecen los más realistas en la reproducción de las condiciones en las que se depositaron los sedimentos en el interior del yacimiento.

Para el yacimiento arqueológico de Jarama

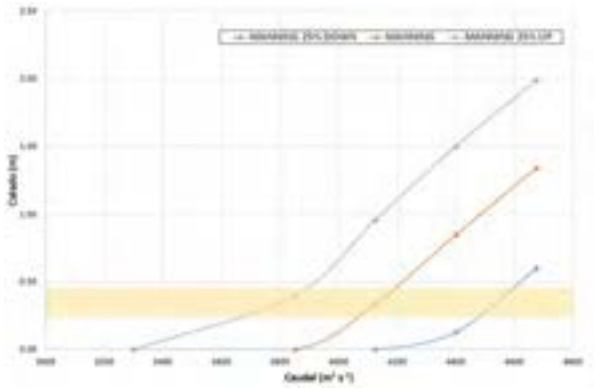


Fig. 3. Resultados del modelo hidráulico para el yacimiento Jarama VI. La banda horizontal amarilla denota las condiciones de calado óptimas.
Fig. 3. Jarama VI hydraulic model results. Yellow horizontal bar shows compatible flow depth values for fluvial sediment deposition inside the archaeological site.

VI los sedimentos encontrados en su interior no condicionan actualmente (a la espera de nuevos estudios sedimentológicos más detallados en marcha) las condiciones (velocidad, calado y dirección) necesarias del flujo de la avenida. Bajo estas circunstancias, el valor de caudal punta de la avenida para la configuración topográfica actual asciende a un rango entre 5000-5500 $m^3\ s^{-1}$; mientras en el caso (Fig. 3) del escenario paleo-geográfico estos valores de caudal punta rondan los 4100 $m^3\ s^{-1}$.

Para este yacimiento se valoró la sensibilidad del modelo hidráulico respecto al coeficiente de Manning, mediante el incremento y reducción de los valores del mismo en un 25%. Considerando estas variaciones en la rugosidad del terreno, el valor de caudal punta óptimo (Fig. 3) para la deposición de los sedimentos encontrados fluctúa entre 3700 – 4600 $m^3\ s^{-1}$.

Discusión y conclusiones

Los valores de caudal punta obtenidos nos indican el carácter extraordinario de las inundaciones que afectaron a los yacimientos arqueológicos analizados durante el periodo Musteriense. Estos resultados sin duda deben de considerarse con cautela debido a las incertidumbres que involucra su cálculo. Siendo sin duda la configuración topográfica del valle en el periodo Musteriense la mayor de ellas. Otros aspectos, como la rugosidad del terreno o incluso la génesis de las avenidas (lluvias, deshielo, rotura de pequeños lagos glaciares) también introducen incertidumbres en el modelo. Sin embargo, aún con estas incertidumbres, la utilización de estos datos hidrológicos puede ser de ayuda en la estimación de la parte alta de la curva de ajuste entre magnitud y frecuencia de avenida.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación: MARCoNI (CGL2013-42728-R); Estudio geoarqueológico del Valle del Alto del Eresma: Excavación del Abrigo del Molino (Segovia) y prospección de su entorno; Reconstrucción digital, análisis espacial y difusión del registro arqueológico del yacimiento del paleolítico medio de Jarama VI (Valdesotos, Guadalajara) mediante las nuevas tecnologías de la información y de la comunicación.

Referencias

Álvarez-Alonso, D., de Andrés-Herrero, M., Díez-Herrero, A., Medialdea, A., Rojo-Hernández, J. 2016. Neanderthal settlement in central Iberia: Geo-archaeological research in the Abrigo del Molino site, MIS 3 (Segovia, Iberian Peninsula). Quaternary International 474(A), 85 – 97.

Benito, G., Díez-Herrero, A. 2015. Paleoflood Hydrology: Reconstructing Rare Events and Extreme Flood Discharges. En Paron, P., Di Baldassarre, G. (Eds.): Hydro-Meteorological Hazards, Risks, and Disasters. Elsevier, Amsterdam. 64 – 104.

Bladé, E., Cea, L., Corestein, G., Escolano, E., Puertas, J., Vázquez-Cendón, E., 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.

Díez-Herrero, A., Álvarez-Alonso, D., Andrés Herrero, M. De, Benito, G., Rojo, J., Medialdea, A., Vegas, J. 2014. Pleistocene flood deposits at the archaeological site of Abrigo del Molino (Segovia, central Spain). Proceedings of Hydrological extreme events in historic and prehistoric times (HEX 2014), Bonn, 58.

Jordá Pardo, J.F. 2007. The wild river and the last Neanderthals: a palaeoflood in the geoarchaeological record of the Jarama Canyon (Central Range, Guadalajara province, Spain). Geodinamica Acta 20(4), 209 – 217.

Lorenzo, C., Navazo, M., Díez, J.C., Sesé, C., Arceredillo, D., Jordá Pardo, J.F. 2012. New human fossil to the last Neanderthals in central Spain (Jarama VI, Valdesotos, Guadalajara, Spain). Journal of Human Evolution 62, 720 – 725

Efectividad a escala cuenca de las medidas de restauración post-incendio en ladera en el SE de España mediante la técnica de determinación del origen del sedimento

J. González-Romero[1], M.E. Lucas-Borja[1], J. García-Comendador[2,3], A. Borràs[4], J. De las Heras[1], J. Estrany[2,3]

[1] *Escuela Técnica Superior Ingenieros Agrónomos y Montes, Universidad de Castilla-La Mancha, Albacete, Castilla–La Mancha*
[2] *Grup de Recerca en Hidrologia i ecogeomorfologia en ambients mediterranis –MEDhyCON, Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*
[3] *Institut d'Investigacions Agroambientals i d'Economia de l'Aigua –INAGEA, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*
[4] *Laboratori de Radiologia Ambiental, Departament de Física, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*

ASSESSMENT OF THE POST-FIRE SLOPE RESTORATION EFFECTIVENESS AT CATCHMENT SCALE BY USING SEDIMENT TRACING TECHNIQUES IN THE SOUTHEASTERN OF SPAIN: After large wildfires, restoration actions aim to minimize negative fire impacts up to the burnt area rehabilitation. This work pretends to evaluate the effectiveness of post-fire restoration actions implemented at hillslope scale by applying the sediment fingerprinting technique through ^{137}Cs and $^{210}Pb_{ex}$ as tracers. A large wildfire in 2012 affected the Sierra de los Donceles, SE of the Iberian Peninsula. A small catchment of 98 ha was selected, characterized by the implementation of representative restoration actions at hillslopes. Thirty-seven samples were collected from sediment sources; i.e., treated and untreated surface soils in hillslopes as well as sediment bank channels. Three different sink areas were identified in the catchment and sediment samples were also collected at these depositional compartments. ^{137}Cs and $^{210}Pb_{ex}$ concentrations were measured by gamma spectrometry in order to identify the sediment contribution from treated and untreated hillslopes.

Palabras clave: restauración post-incendio; origen del sedimento; erosión; suelos, radioisótopos
Keywords: Post-fire restoration; sediment sourcing; soils; erosion, Fallout radionuclides.

Introducción

Los incendios forestales están muy relacionados con el avance de la desertificación en zonas sensibles, debido tanto a la degradación biofísica del suelo como a su desprotección temporal por la pérdida de vegetación (Cerdá, 2009). De este modo, en caso de ocurrir lluvias después del incendio pueden tener un alto poder erosivo, causando un fuerte impacto en los suelos y dando lugar a la aparición de erosión laminar y concentrada de una cuenca (Smith et al., 2011). Igualmente, la erosión en la red de drenaje de una cuenca después de un incendio también puede incrementarse debido a procesos de incisión en las márgenes de los cauces, al producirse crecidas de mayor magnitud y poder erosivo (Moody y Martin, 2001).

Las actuaciones de restauración hidrológico-forestal tras grandes incendios forestales engloban trabajos destinados a minimizar dichos impactos mediante la rehabilitación forestal de la zona quemada, ya sea mediante labores de repoblación o actuaciones de bioingeniería en laderas y cauces (Vallejo y Alloza, 2012). Dentro de las actuaciones en ladera, encontramos acordonados y fajinas, barreras construidas siguiendo las curvas de nivel a partir de restos de material vegetal y cuyo objetivo es la retención de suelo en laderas (Rodríguez and Suárez, 2014). Si bien los protocolos de actuación después de dichos incendios están bien definidos, en la mayoría de los instrumentos de planificación forestal muy poco o casi nada se conoce sobre su eficacia y efectividad en la conservación del suelo.

Dado que la respuesta de una cuenca frente al fuego depende de muchos factores, las contribuciones relativas de cada fuente de sedimento a la exportación de sedimento total en la cuenca son muy complicadas de calcular *a priori*. Debido a esto, se hace necesario llevar a cabo mediciones locales a la hora de cuantificarlas en un área en concreto (Wilkinson et al., 2009). Una de las técnicas desarrolladas para caracterizar la transferencia de sedimentos entre comparti-

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

mentos de una cuenca de drenaje después de un incendio es la llamada *sediment fingerprinting technique*, que mediante técnicas de trazabilidad permite calcular la contribución de cada zona potencial de erosión al sedimento transportado o depositado en o entre dichos compartimentos (i.e., llanuras de inundación, embalses, cauces; Walling, 2003).

Los radioisótopos Cs^{137} y Pb^{210} son trazadores de los que se ha demostrado su efectividad para estudiar la trazabilidad de los sedimentos finos, ya que su concentración en el suelo está altamente relacionada con la textura, la profundidad y los usos del suelo (Zhang et al., 2016). La aportación de sedimento desde laderas y canales en zonas incendiadas ha sido previamente estudiada gracias a la distinta actividad de estos radioisótopos en dichos compartimentos (Wilkinson et al., 2009). Además, la tendencia de los radioisótopos a aumentar en concentración en la superficie de suelos quemados, permite una discriminación más eficaz entre muestras superficiales y de perfiles más profundos (Johansen et al., 2003). Si bien se han llevado a cabo estudios en zonas incendiadas, no se han hecho con el objetivo de evaluar –a escala cuenca de drenaje– la eficacia de las acciones post-incendio de restauración y conservación ecosistémica realizadas a escala ladera.

Esta comunicación presenta el diseño experimental de la aplicación de la técnica de determinación del origen del sedimento mediante calibración con radioisótopos, con el objetivo de evaluar la eficacia a escala de cuenca de las técnicas de restauración post-incendio utilizadas a escala de ladera contra la erosión del suelo.

Material y métodos

Zona de estudio

En verano de 2012, tuvo lugar un incendio en el SE de la Península Ibérica, de una exten-

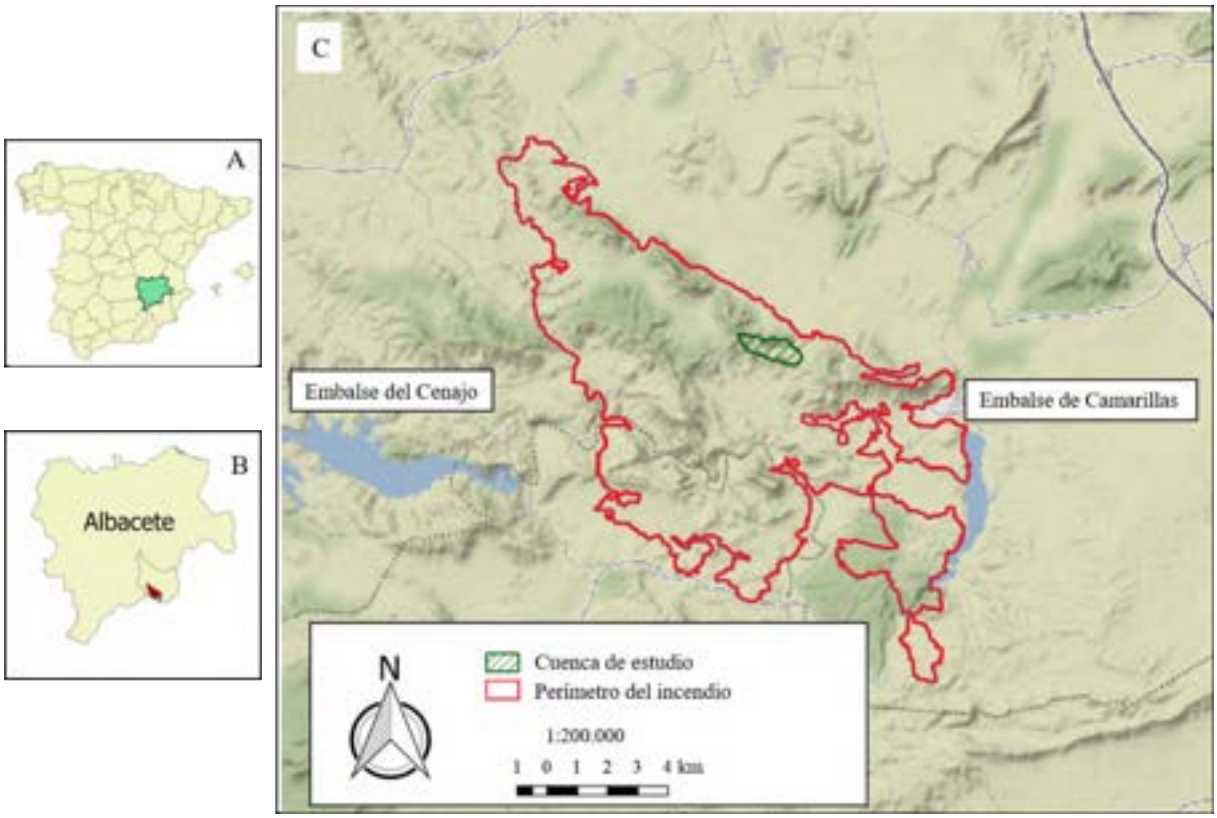


Fig. 1. Localización del área de estudio. A) Situación de la provincia de Albacete en España; B) Situación del T.M de Hellín, en rojo la zona incendiada; C) Localización de la cuenca de estudio dentro de la zona incendiada.
Fig. 1. Study area location. A) Albacete province situation in Spain; B) Hellín situation, burned area is shown in red; C) Location of the studied sub-basin at the burned area.

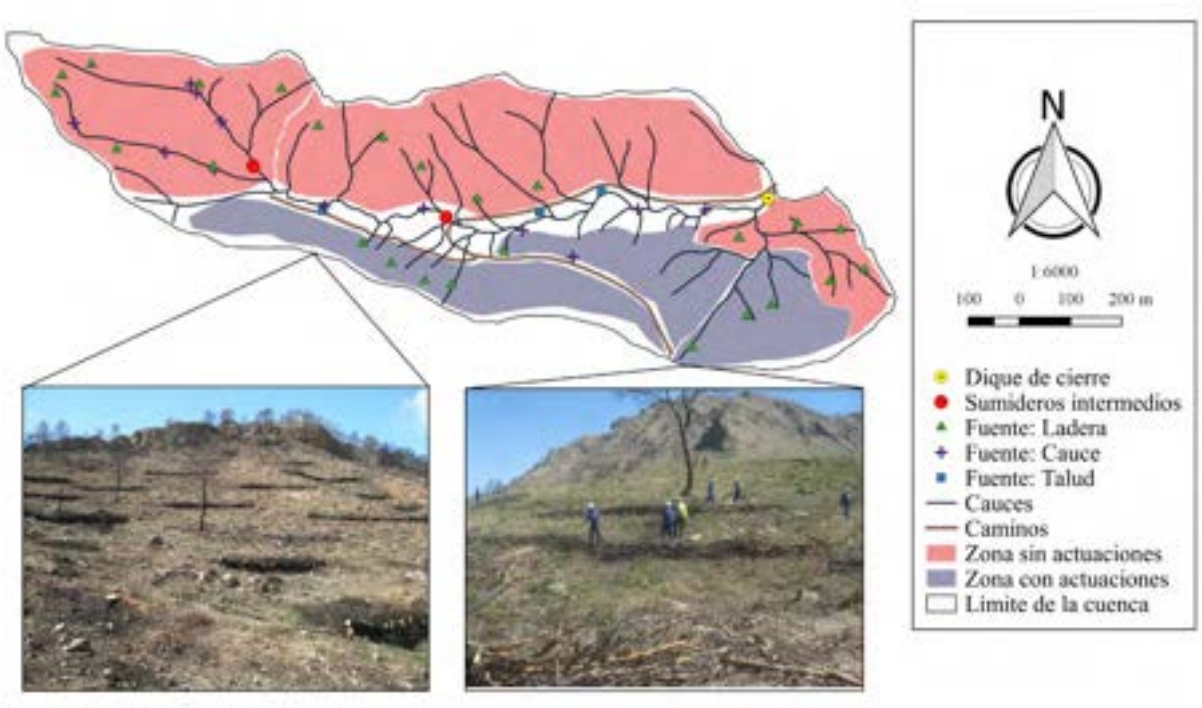


Fig. 2. Diseño del muestreo realizado, con la localización de las muestras integradas recogidas en campo durante la primavera de 2017. Durante los meses posteriores al incendio se realizaron actuaciones de protección del suelo en ladera tales como fajinas (foto inferior izquierda) y acordonados (foto inferior derecha).
Fig. 2. Experimental sampling design with the location of the integrated samples collected during 2017's spring. During the months just after the wildfire were developed soil protection actions such as log-barriers (image bottom left) and brushwood lines (image bottom right).

sión total de 6.500 ha repartidas entre el sur de la provincia de Albacete y el norte de la Comunidad de Murcia. De este incendio, se seleccionó una microcuenca de 98 ha para llevar a cabo el estudio. Dicha microcuenca se encuentra situada en la Sierra de los Donceles (T.M. de Hellín, Albacete; Figura 1). Sus altitudes están comprendidas entre los 500 y 750 m de altitud; precipitación media anual de 320 mm. Los suelos de la cuenca son clasificados como inceptisoles y aridisoles sobre litologías carbonatadas compuestas mayoritariamente por margas y dolomías (IGME, 1980). Durante los meses que siguieron al incendio, se llevaron a cabo actuaciones en ladera, como fajinas y acordonados siguiendo las curvas de nivel, albarradas en algunos cauces de la cuenca y un dique de cierre para evitar que los sedimentos abandonen la cuenca.

Diseño de muestreo

Se llevó a cabo un muestreo en las áreas potenciales de erosión, combinando zonas con y sin actuación post-incendio (Fig. 2) durante la primavera de 2017, prácticamente 5 años después del incendio. Las muestras de suelo fueron recogidas en superficie (0-2 cm de profundidad). Se buscaron zonas susceptibles de ser erosionadas, tanto en ladera como en cauces. Cada muestra fue la resultante de la integración de otras 3 submuestras, recogidas en distintos puntos dentro de un radio de 10 m con el fin de representar con mayor fidelidad la variabilidad de las propiedades del sedimento.

Con el objetivo de estimar la contribución de las distintas fuentes de sedimento a los sumideros identificados en la cuenca, se recogieron 25 muestras en ladera, tanto en zonas donde se actuó como en zonas sin actuación. Se tomaron 12 muestras más del cauce principal y otros cauces de la cuenca, así como 3 muestras en el talud de un camino forestal (Fig. 2).

En cuanto a los sumideros, se recogieron 3 muestras de cada uno, siendo estos el lecho aguas arriba del dique de cierre y sumideros intermedios encontrados en la cuenca (Fig. 2)

Metodología de análisis

Una vez recogidas, las muestras fuente y sumidero fueron secadas a baja temperatura (40°C) y posteriormente disgregadas y tamizadas a Ø < 63 µm. Con el fin de corregir el efecto que tanto el tamaño de partícula como el contenido de materia orgánica tienen sobre la absorción de radioisótopos, se midieron dichos parámetros para así aplicar factores de corrección que permitan determinar la contribución de cada fuente de sedimento a un determinado sumidero.

El tamaño de partícula fue determinado mediante el uso de un aparato *Malvern Mastersizer 2000*, el cual utiliza una tecnología de difracción y dispersión de luz láser. El aparato consigue medir cuantitativamente los distintos tamaños de partícula de una muestra al hacer atravesar un haz de luz que incide en una suspensión de partículas.

Para ello la materia orgánica de las muestras fue previamente eliminada mediante la aplicación de peróxido de hidrógeno (H_2O_2) y las muestras fueron tratadas con un dispersante químico. Tras esto, cada muestra fue cuidadosamente sellada y se dejaron pasar más de 21 días para la medición del tamaño de partícula.

Para la medición de la concentración del Pb_{ex}^{210} y Cs^{137} se siguió la metodología de García-Comendador et al. (2017).

Trabajos en curso

Una vez se concluyan todos los análisis y se obtengan los resultados, se procederá a estimar la contribución de cada una de las fuentes de sedimento a los distintos sumideros. Previo a la determinación de la contribución de cada fuente, se llevarán a cabo análisis estadísticos no paramétricos para determinar si los trazadores nos permiten discriminar entre las distintas fuentes. Para estimar la contribución de cada fuente, el procedimiento más común entre la bibliografía consultada es el uso de modelos lineares mixtos, los cuales minimizan la suma de cuadrados de los errores relativos entre las concentraciones de radioisótopos para las distintas fuentes y sumideros.

Prospectiva

Los autores esperan, que, tras llevarse a cabo el análisis estadístico se conseguirá evaluar la eficacia de las actuaciones llevadas a cabo en ladera a la hora de reducir la erosión en las mismas.

Se hipotetiza que, mediante el uso de radioisótopos, se pueda identificar si el aporte de estas laderas es significativamente inferior al de aquellas donde no se actuó y al de los cauces dentro de la cuenca.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Laboratorio de Radioactividad Ambiental de la Universidad de las Islas Baleares por determinar las concentraciones de los distintos Radioisótopos estudiados en la presente comunicación, también al Profesor Francesc Gallart y a Rafael Bartolí del IDAEA (CSIC) por prestarnos las instalaciones y ayudarnos con las mediciones del tamaño de partícula. La contribución de Joan Estrany fue financiada por el proyecto CGL2017-88200-R del MINECO.

Bibliografía

Cerda, A., 2009. Fire effects on soils and restoration strategies. CRC Press.

García-Comendador, J., Fortesa, J., Calsamiglia, A., Garcias, F., Estrany, J., 2017. Source ascription in bed sediments of a Mediterranean temporary stream after the first post-fire flush. J. Soils Sediments 17, 2582–2595.

Johansen, M.P., Hakonson, T.E., Whicker, F.W., Breshears, D.D., 2003. Pulsed redistribution of a contaminant following forest fire. J. Environ. Qual. 32, 2150–2157.

Moody, J.A., Martin, D.A., 2001. Initial hydrologic and geomorphic response following a wildfire in the Colorado front range. Earth Surf. Process. Landforms 26, 1049–1070.

Rodríguez, J.L.G., Suárez, M.C.G., 2014. Forest fire land restoration, in: Climate Change and Restoration of Degraded Land. Colegio de Ingenieros de Montes, pp. 343–410.

Smith, H.G., Sheridan, G.J., Lane, P.N.J., Bren, L.J., 2011. Wildfire and salvage harvesting effects on runoff generation and sediment exports from radiata pine and eucalypt forest catchments, south-eastern Australia. For. Ecol. Manage. 261, 570–581.

Instituto Geológico y Minero de España, 1980. Mapa Geológico Nacional-MAGNA E. 1:50.000, 2ª serie, Hoja 868.

Vallejo, V., Alloza, J., 2012. Post-fire management in the mediterranean Basin. Isr. J. Ecol. Evol. 58.

Walling, D.E., 2003. Using environmental radionuclides as tracers in sediment budget investigations. IAHS Publ. 57–78.

Wilkinson, S.N., Wallbrink, P.J., Hancock, G.J., Blake, W.H., Shakesby, R.A., Doerr, S.H., 2009. Fallout radionuclide tracers identify a switch in sediment sources and transport-limited sediment yield following wildfire in a eucalypt forest. Geomorphology 110, 140–151.

Zhang, X.C.J., Zhang, G.H., Liu, B.L., Liu, B., 2016. Using cesium-137 to quantify sediment source contribution and uncertainty in a small watershed. Catena 140, 116–124.

Effects of global change on hydrology and sediment transport in the Ésera river catchment

J.A. López-Tarazón[1,2,3,4], G. Bürger[3], T. Francke[3], A. Bronstert[3] y J. Estrany[1,2]

[1] *Mediterranean Ecogeomorphological and Hydrological Connectivity Research, Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*
[2] *Instituto de Investigaciones Agroambientales y de Economía del Agua (INAGEA), Universitat de les Illes Balears, Palma (Mallorca), Illes Balears*
[3] *Institut für Erd- und Umweltwissenschaften, Universität Potsdam, Potsdam, Deutschland*
[4] *Fluvial Dynamics Research Group, Universitat de Lleida, Lleida, Catalunya*

EFECTOS DEL CAMBIO GLOBAL SOBRE LA HIDROLOGÍA Y EL TRANSPORTE DE SEDIMENTO EN LA CUENCA DEL RÍO ÉSERA: Mediterranean river basins are characterized by high temporal variability in precipitation, and hence discharge. Mediterranean mountain areas are considered sensitive to global change, as the combination of climate change and by the direct human influence. Panels on climate evolution predict future scenarios that combine increasing frequency and magnitude of floods and extended droughts in the Mediterranean basin. Research has demonstrated that hazards are likely most acute in catchments under drastic land use changes; e.g. urbanization, reforestation because of agricultural abandonment. The present work aims to predict and assess the hydro-geomorphological hazards associated with global change in the Mediterranean Ésera river catchment (i.e. 1,600 km^2), historically affected by human impacts and transports huge sediment loads, being the responsible of the historical silting of the Barasona reservoir.

Palabras clave: cambio global, hidrología, transporte de sedimentos, río Ésera
Key words: global change, hydrology, sediment transport, Ésera river

Introduction

Hydrology of Mediterranean mountain areas basins is characterized by a high temporal variability in precipitation and hence discharge (Latron et al., 2009). They are considered sensitive to global change, understood as the combination of climate and environmental change, e.g. changes on land uses. Panels on climate evolution predict future scenarios that combine increasing frequency and magnitude of floods and extended droughts in the Mediterranean basin which will be more acute in catchments which have suffered drastic land use changes (e.g. urbanization, reforestation due to agricultural abandonment) (García-Ruiz et al., 2011). The project aims to predict and assess the hydrological and sediment transport alterations associated with global change (if any) in the Ésera, a mountainous Mediterranean catchment.

Study area

The Ésera River (1,600 km^2) is located in the Southern Central Pyrenees. It is the most important tributary of the Cinca River, the second largest tributary of the Ebro River (Fig. 1). The Ésera, together with its main tributary, the Isábena (445 km^2), transport huge suspended sediment loads generated in the badlands located in both catchments' central part (Fig. 1). That sediment is the responsible of the historical siltation of the Barasona reservoir in which they both flow into.

The Ésera has also been historically affected by human impacts such as intense gravel extraction, drastic changes on land-uses owing to a reduction of agricultural activities towards the transformation of a more natural landscape by plant re-colonisation (mainly shrubs) and reforestation with conifers of the abandoned fields. All those human impacts have led to an important alteration of the hydrological regime of the river, with a drastic increase of the interannual variability (Fig. 2).

Methodology

The methodology followed to achieve the main goals of the project has been structured into four specific aims:

1) Pre-modelling tasks. Parameterization of WASA-SED, a process-based spatially semi-distributed water and sediment transport mo-

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

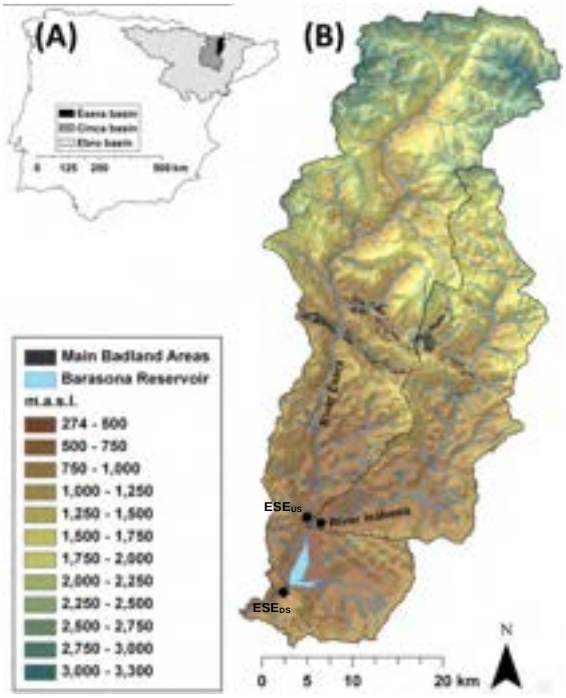


Fig. 1. (A) Location of the Ésera catchment within the Cinca and Ebro river basins in Iberian Peninsula. (B) Map of elevations of the Ésera river catchment, in which its main tributary, the Isábena river catchment, has been also highlighted. Main badland areas existing within the catchment and the Barasona reservoir are also shown.

Fig. 1. (A) Ubicación de la cuenca del río Ésera dentro de las cuencas del Cinca y del Ebro en España. (B) Mapa de elevaciones de la cuenca del río Ésera, en la cual se ha remarcado su principal afluente, el río Isábena. También se ilustran las principales zonas de badlands existentes en la cuenca, así como el embalse de Barasona.

del at the whole Ésera catchment for the current conditions. Application of the Landscape Unit Mapping Program (LUMP) routine (Fig. 3).

2) Creation of different future global change scenarios. Different climate scenarios (by downscaling from global or regional climate models) and land-use changes (by analyzing historical changes) will be created.

3) Application of WASA-SED for the future global change scenarios. Hydrology and suspended sediment transport will be modelled for the global change scenarios generated at the whole Ésera catchment (Fig. 4).

4) Evaluation of the effects of global change. The alteration (if any) of the hydrology and suspended sediment transport regimes due to global change will be evaluated, determining which variable (i.e. climate change or land use changes) affect the most to the river fluxes.

Preliminary results

Due to its on-going characteristic, several tasks of the project have been already completed and first results obtained, which based on the successfully completed tasks are as follows:

1) Database creation. All existing data, both historical and current (e.g. hydrology, sediment transport, aerial photographs, cartographical information, land-uses, land cover, lithology, geology, remote sensing-derived information, high-detailed topography) have been gathered and stored in a project spatial database.

2) Model parameterization. WASA-SED has been parameterized, calibrated and validated (Fig. 3). Modelling has been also carried out for the current climatic and land use conditions (Fig. 4). Validation and calibration of discharge and suspended sediment concentration has been carried out with the water and sediment records which are being measured at the Graus gauging station (i.e. ESE_{US}, Fig. 1) by the Fluvial Dynamics Research Group of the Universitat de Lleida since 2011.

3) Creation of climate change scenarios. Scenarios of different intensity of climate change (high, medium and low alteration) have been created by downscaling global and regional climate change models from the gathered historical meteorological data existing in the Ésera catchment and nearby. In general terms, a general decrease in total precipitation is forecasted (*ca.* 10-15% of the current mean annual precipitation depending

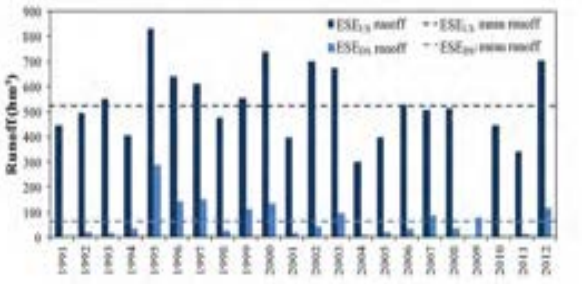


Fig. 2. Annual runoff which is delivered into the Barasona reservoir (ESE_{US}) and goes out of it (ESE_{DS}) for the period 1991–2013 (extracted from Lobera et al., 2016).

Fig. 2. Escorrentía anual que drena al embalse de Barasona (ESE_{US}) y que lo abandona (ESE_{DS}) para el período 1991-2013 (obtenido de Lobera et al., 2013).

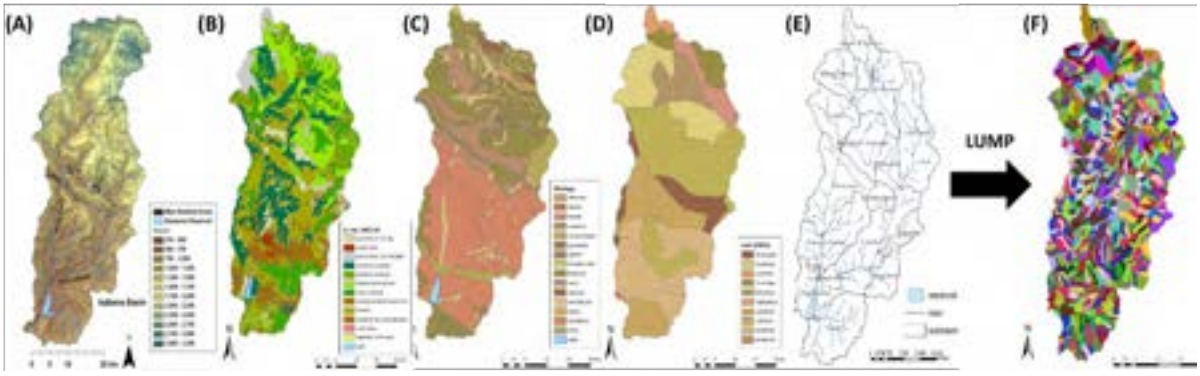


Fig. 3. Application of the LUMP routine to parameterize the WASA-SED model from the existing information: (A) DEM of the catchment, (B) land-uses, (C) lithology, (D) soils distribution, (E) drainage network. (F) Landscape units distribution created after applying the LUMP routine to the input information.
Aplicación de la rutina LUMP para la parametrización del modelo WASA-SED a partir de la información existente: (A) MDE de la cuenca, (B) Usos del suelo, (C) Litología, (D) Tipos de suelos, (E) Red de drenaje. (F) Distribución de las unidades del paisaje creadas después de aplicar la rutina LUMP a la información introducida.

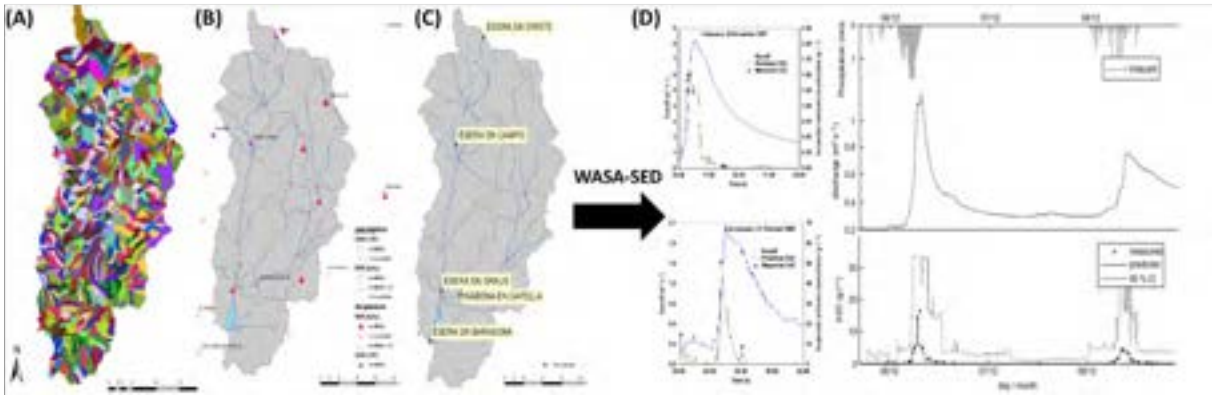


Fig. 4. Modeling process with WASA-SED. Input information: (A) landscape units created by the LUMP routine, (B) existing meteorological stations, (C) existing gauging stations. (D) Example of the results obtained after running WASA-SED to model suspended sediment concentration for specific flood events at different sites.
Proceso de modelización seguido por WASA-SED. Información de entrada: (A) unidades del paisaje creadas por la rutina LUMP, (B) estaciones meteorológicas existentes. (C) estaciones de aforo existentes. (D) Ejemplo de los resultados obtenidos después de la aplicación de WASA-SED para la modelización de la concentración de sedimento en suspensión para episodios de crecida específicos en diferentes sitios de interés.

on the scenario), while a sharp increase in temperature is also observed (ca. 3-4 ºC depending on the scenario). Extreme precipitations are expected to increase, especially those at late summer and early autumn, in spite of the general rainfall decrease aforementioned. Moreover, it has been observed that the precipitation regime is shifting from a bimodal regime with a predominance of spring rainfalls towards a bimodal distribution with a predominance of autumn rainfall or even a unimodal regime with peaks just in autumn.

4) Definition of land-use change scenarios. The historical land-use evolution since 1956 of the Ésera catchment has been analyzed and scenarios following those trends are being created. It can be seen a clear increase in the forest coverage (i.e. mainly conifers and Mediterranean shrubs) by natural recolonization of the abandoned agricultural areas, which have been reduced to almost marginal values and constrained just at the lowlands and near to the small urban areas. These forest areas currently cover ca. 83% of the total catchment area. Accordingly, different land-use change scenarios will be created, both following the observed historical trends and introducing different, but likely, impacts, as could be a massive wildfire which

burn a large forested area of the catchment or a large expansion of the agricultural areas due to a newly-implanted irrigation system.

On-going work

As it has been aforementioned, the project is still on-going, so several tasks are being currently carried out with which the main goals of the project will be successfully achieved. These tasks are mainly related with the application of WASA-SED to model the hydro-sedimentological response of the Ésera river to the different global change scenarios which have been (or are still to be) created. Once it has been simulated the response of the catchment to the different scenarios, it will be evaluated the hydro-sedimentological alteration (if any) due to global change. If applicable, it will be also determined the variable which influences the most to such hydrosedimentological response.

Acknowledgements
This research has been carried out within the framework of the Marie Curie Intra-European Fellowship Project "Floodhazards" (PIEF-GA-2013-622468; 7th FMEU). First authors is currently in receipt of a Vicenç Mut research contract (CAIB PD/038/2016) funded by the Vice-presidency and Ministry of Innovation, Research and Tourism of the Autonomous Government of the Balearic Islands. Authors acknowledge the support from the Economy and Knowledge Department of the Catalan Government through the Consolidated Research Group (RIUS 2017 SGR 459). Special thanks are due to the Ebro Water Authorities for the very useful data provided during the investigation.

Bibliografía

García-Ruiz, J.M., López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Lasanta–Martínez, T., Beguería, S. 2011. Mediterranean water resources in a global change scenario. Earth-Science Reviews 105, 121–139.

Latron, J., Llorens, P., Gallart, F. 2009. The Hydrology of Mediterranean Mountain Areas. Geography Compass 3, 2045–2064.

Lobera, G., Batalla, R.J., Vericat, D., López-Tarazón, J.A., Tena, A. 2016. Sediment transport in two mediterranean regulated rivers. Science of the Total Environment 540, 101-113..

Evaluación de la peligrosidad de las crecidas extraordinarias del río Duero en Zamora: hidrología histórica, hidráulica y patrimonio histórico

M.J. Machado[1], O. Castillo[2], M. Barriendos[3], M. Calle[1], N. Greenbaum[1,4], A. Medialdea[5], Y. Sanchez-Moya[6] y G. Benito[1]

[1] *Departamento Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid*
[2] *Departamento de Ingeniería Industrial e Ingeniería Civil, Escuela Politécnica Superior de Algeciras, Algeciras*
[3] *Departament d`Història Moderna, Universitat de Barcelona, Barcelona, Catalunya*
[4] *Department of Geography and Environmental Studies, University of Haifa, Haifa, Israel*
[5] *Institute of Geography, Fac. Mathematics & Natural Sciences, University of Cologne, Cologne, Germany*
[6] *Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM, Madrid*

ASSESSMENT OF FLOOD RISK FOR EXTRAORDINARY RIVER DUERO FLOODS AT ZAMORA: HISTORICAL HYDROLOGY, HYDRAULICS AND HISTORIC HERITAGE: The present study aims at the appraisal and latter development of a comprehensive methodology that enables a better assessment of extraordinary river Duero floods impact on infrastructures in general and on historical heritage areas in particular. Due to the long-lasting historical and sedimentary records of the area, estimations and evaluations integrate different data sources and time scales. Flood data for the Douro River at Zamora have been compiled (760 years). During this period a total of 11 catastrophic floods were identified (e.g. 1739 and 1860), as well as over 30 extreme floods (e.g. 1636). Documentary data provided information on: 1) flood levels; 2) classification of events according to flood water level and damage. Temporal changes in the magnitude and frequency of floods have a strong correlation with climatic variations. Flood frequency analysis using gauged and historical floods shows differences in the discharge figures calculated by the Water Authority in Zamora.

Palabras clave: Peligrosidad de inundaciones, hidrología histórica, seguridad de patrimonio cultural, cambio climático.
Key words: Flood hazards, historical hydrology, cultural heritage safety, climate change

Introducción

El presente trabajo es parte de un proyecto en progreso, que persigue implementar una metodología integral que mejore la evaluación del impacto extraordinario de las inundaciones del río Duero sobre las infraestructuras en general, y sobre las áreas del patrimonio cultural e histórico en particular. Este estudio propone avanzar en la reconstrucción de los caudales asociados a crecidas extremas históricas en el río Duero a su paso por Zamora, y sus relaciones con la variabilidad climática.

Zona de estudio

El río Duero, constituye uno de los principales ríos de la Península Ibérica, y de acuerdo con Pardé (1953), es el río con mayores inundaciones en Europa en comparación con otros ríos europeos de tamaño similar. El clima, de tipo mediterráneo continental, tiene una fuerte influencia Atlántica hacia su desembocadura en Oporto. La precipitación media anual es de alrededor de 500 mm, aunque con una alta variabilidad interanual entre 350 y 800 mm, y el régimen de lluvias se asocia principalmente con sistemas frontales Atlánticos que cruzan la Península Ibérica entre noviembre y abril. Las inundaciones extremas del río Duero están relacionadas con la persistencia de las lluvias durante el invierno que se puede combinar con el deshielo de las cordilleras que rodean la cuenca, pudiendo generar caudales que superan en más de 30 veces el caudal medio. La Confederación Hidrográfica de Duero señala que solo en la provincia de Zamora, las crecidas provocan al año daños valorados en 270.622 euros (promedio 2009-2013). Por tanto, la reconstrucción de los eventos de inundación y su relación con la variabilidad del clima a largo plazo constituye un pilar importante para entender las relaciones clima-inundaciones y, por tanto, en la evalua-

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

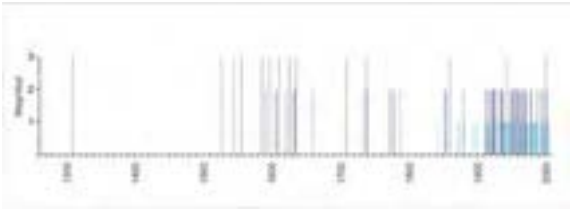


Fig. 1. Registro de las inundaciones históricas en Zamora, según categorías.
Fig. 1. Historical flood record in Zamora.

ción de la peligrosidad de las crecidas extraordinarias del río Duero en Zamora y sus posibles medidas de adaptación (Machado et al., 2016).

Resultados

En este trabajo se combinan datos de inundaciones procedentes de dos fuentes: a) aforos (continuos desde 1914), y b) histórico-documentales.

Registros de aforos

Los registros de aforos de interés para el estudio de inundaciones en Zamora corresponden a las estaciones: Carrascal (2066; años 1918-2010) situada 8 km aguas abajo de Zamora, Zamora (2121; años 2002-2014), Villachica (2096; 1929-1967) y Toro (2062; 2011-2014), a 25 y 28 km aguas arriba. Además, se dispone de datos de aforos puntuales correspondientes a la estación hidroeléctrica de El Porvenir (Rodríguez Marquina, 1949). A partir de estas estaciones se ha podido completar un registro de 96 años, comprendido entre 1914 y 2013. La mayor inundación de este registro corresponde a 1936, con 2130 m^3s^{-1}, mientras que la segunda se registró en 2001 con un caudal de 1980 m^3s^{-1}. La inundación de 1936 ocurrió el 21 de febrero y se enmarcan dentro de un invierno excepcional con repetidos picos de inundación desde diciembre a abril (Ballesteros et al., en prensa). Lamentablemente, la información disponible es limitada dado que coincidió con las elecciones generales de la Segunda República, antes del inicio de la Guerra Civil.

Registros histórico-documentales

Los datos históricos de avenidas proceden de documentos publicados basados en fondos inéditos, y de información inédita de documentos oficiales y eclesiásticos de la ciudad de Zamora. Dentro de estos informes recopilados destacan los realizados para construcción de las presas en el Duero y Esla recogidos en los estudios de Rodríguez-Marquina (1949). Asimismo, en la localización, identificación y medición de marcas de avenidas históricas tanto en el casco urbano, como en las áreas de vegas, puentes y aceñas, se han tenido en cuenta los mapas y grabados de Anton van der Wyngaerde en 1570 (Kagan, 1986), Josep Auguier en 1756 (Museo de Zamora), la colección de planos del arquitecto municipal Segundo Viloria de 1880 (Archivo Histórico Provincial de Zamora), así como periódicos regionales (La Voz, La Opinión).

Los registros documentales de Zamora comprenden esencialmente una serie continua desde 1545 a 1860 (Barriendos y Rodrigo, 2006), una serie no continua (Barriendos, inédito) entre 1256 y 1545, así como los registros publicados por Rodríguez Marquina (1940, 1949) y de datos históricos procedentes de Fontana Tarrats (1971-1977). Igualmente, esta serie histórica de inundaciones se ha comparado y contrastado con la serie histórica de inundaciones en Régua (Portugal). Se ha realizado una clasificación de su magnitud relativa en relación con los efectos que se deducen de las descripciones documentales: 1) Ordinarias, cuando el flujo está confinado en el canal y los bancos del lecho mayor; 2) Extraordinarias, cuando el flujo se vierte sobre la llanura de inundación, con algunos daños pero sin que exista una gran destrucción, y 3) Catastrófica, cuando las inundaciones resultan en daños generalizados y destrucción de infraestructuras (Fig.1).

Los registros de inundaciones son escasos para el periodo de Anomalía Climática Medieval (800-1300 CE), caracterizada por una elevada variabilidad hidrológica. Los registros de grandes inundaciones son completos para la Pequeña Edad del Hielo (PEH; 1300-1850 CE) y para el periodo más reciente (post-1850 EC), con excepción de la etapa inicial (XIV), que corresponde a una etapa de gran convulsión social, destrucción y migraciones forzadas relacionadas con las guerras civiles ligadas a la sucesión de la corona de Castilla. El 86,6% del total de

crecidas tipo Catastróficas se han producido durante este periodo climático caracterizado por comportamientos climáticamente anómalos, y muy en particular durante los primeros estadios y último estadio de la PEH. En los dos casos coinciden con episodios meteorológicos extremos de lluvias continuadas durante los meses de invierno. Cabe destacar un cambio en la estacionalidad de las crecidas de mayor magnitud. Mientras que las crecidas de carácter catastrófico durante el siglo XVI y principios del XVII ocurren mayoritariamente en enero y las extraordinarias a inicios de la primavera (marzo), hacia el estadio final de la PEH, las crecidas de mayor magnitud tienden a ocurrir entre febrero y marzo (con excepción de la crecida de 1860). Este patrón de estacionalidad se asemeja al observado en las crecidas extraordinarias durante los últimos 150 años (marzo-abril). En términos generales, la crecida histórica de mayor magnitud se registró, de acuerdo a nuestros datos, en 1860 y alcanzaría los 3000 m^3s^{-1}. En la escala del El Porvenir (aguas abajo de Zamora; Rodríguez Marquina, 1949) se registraron otras crecidas extremas en 1872 (1864 m^3s^{-1}), 1873 (1860 m^3s^{-1}), 1880 (2370 m^3s^{-1}), 1881 (2210 m^3s^{-1}), 1895 (2380 m^3s^{-1}), 1900 (2098 m^3s^{-1}), 1909 (2155 m^3s^{-1}) y 1911 (1542 m^3s^{-1}). En el siglo XVIII las mayores crecidas se produjeron en 1739 y 1709.

Evolución urbanística y marcas de crecidas

La ciudad de Zamora, con su fisionomía alargada, paralela al río y aun parcialmente amurallada, atesora un importante conjunto arquitectónico, mayoritariamente románico (siglos X-XIII). Su expansión urbanística hacia el este, paralela a la zona ribereña, se hizo mayormente en tres fases, coincidiendo con fases de importante despegue económico y poblacional (Gutiérrez González, 1993; Larrén, 1999), en los siglos XI, XII y XIV. La mayor frecuencia de información relativa a las crecidas extraordinarias en la ciudad de Zamora, parece coincidir con la 3ª gran expansión urbanística en dirección a la Puebla de Valle, área de la ciudad que parte de la Ronda del Degolladero en dirección al río. Durante este período se asiste a un aumento demográfico en la ciudad debido a migraciones de provincias vecinas y a un florecimiento económico, que ya no depende sólo de las actividades económicas tradicionales ligadas a los cereales y ganadería (lana), sino al incremento de la actividad comercial y artesanal. Estas actividades se desarrollaban (y se seguirán desarrollando hasta finales del siglo XIX) en las nuevas zonas urbanas ribereñas alrededor del Puente Nuevo, así como en las zonas de aceñas. Así, destaca Pinilla en la margen derecha, cuya actividad ligada a la industria de la lana, paños y tenería ya se refiere a finales del siglo XI (Gutiérrez González, 1993), y las aceñas de la Pinilla (siglo XII) y de Cabañales (XV-XVI), en la margen izquierda, tradicionalmente área de vegas, ligadas a tenerías y ollerías.

Los registros documentados de marcas de crecidas entre los siglos XIV y XVIII, se concentran en las áreas ribereñas de nueva expansión comercial y artesanal al este del Puente Nuevo (calles de Balborraz, Baños, Sta María de la Vega), favorecida no solo por sus características geomorfológicas e hidráulicas, sino principalmente por su mayor exposición y vulnerabilidad al riesgo.

Los cambios urbanísticos que tienen lugar a partir del siglo XIX parecen también configurar la distribución espacial y aumento en el registro de edificios y áreas afectados. En el inicio del siglo con las invasiones militares francesas tiene lugar el derribo de gran parte de las murallas que todavía ofrecían protección no solo de tipo militar (Larrén, 1999), sino indirectamente frente a los riesgos de inundación de parte de la ciudad de Zamora. Sin embargo, los mayores cambios tendrán lugar a mediados y finales del siglo XIX, con la modernización de la ciudad (proyecto de Segundo Viloria 1880), y a mediados del siglo XX, con la construcción de la carretera de Vigo (limite oriental de la ciudad, cerca de la confluencia con el Rio Valderaduey). En este proceso de crecimiento urbano destaca, por un lado, el derrumbe de gran parte de los remanentes del recinto amurallado en sus partes superiores (Gutiérrez González, 1993) y que afectó a la llanura de inundación, así como a cambios en la localización y crecimiento de las barras longitudinales, y por otro lado la transforma-

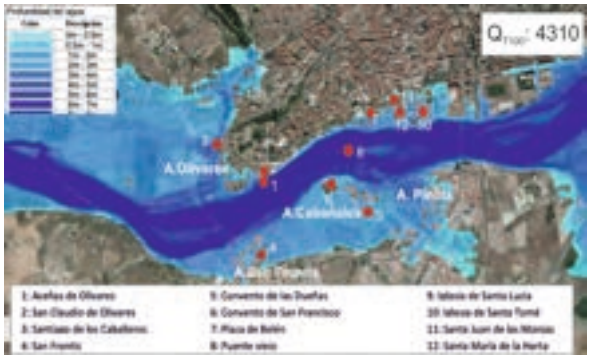


Fig. 2. Mapa de zonas inundadas en la crecida de 100 años de retorno (SNCZI), y edificios de patrimonio afectados.
Fig. 2. 100-yr flood map and heritage buildings affected (SNCZI)

ción del espacio natural de la zona ribereña, esta última también relacionada con las nuevas configuraciones del sistema de saneamiento.

En el siglo XX, la expansión urbana de Zamora ha incluido zonas afectadas por inundaciones históricas y recientes, en los arrabales de Pinilla, Cabañales, San Frontis en la margen izquierda del río Duero, y el arrabal de Olivares en la margen derecha. En el Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables (SNCZI) estos arrabales aparecen afectados por los niveles de inundación durante eventos con periodos de recurrencia media de entre 10 y 100 años (Fig. 2). En estas zonas se incluyen algunos edificios y bienes de patrimonio cultural que históricamente han sido afectados por inundaciones. Sin embargo, los caudales calculados para elaborar estos mapas del SNCZI no han tenido en cuenta los registros históricos, encontrándose diferencias notables en los caudales asociados a los cuantiles superiores a 100 años cuando se incluyen datos del periodo histórico indicados al final del apartado 3.2 (1860-1913; Tabla 1).

T años	Gumbel	GEV	TCEV	SNCZI	Caumax
5	1400	1400	1380		1512
10	1770	1870	1860	1869	2116
25	2230	2545	2595		3022
50	2575	3110	3210		
100	2900	3740	3860	4311	4747
500	3700	5500	5360	6997	7530

Tabla 1. Ajuste de distribuciones frecuencias (caudales m3s-1) usando datos históricos (1860-1913) y de aforos (1914-2014), comparados con los obtenidas por el SNCZI (MAPAMA) y Caumax CEDEX.
Table 1. Flood frequency distributions fitted to gauged record plus historical data, compared to the obtained by the SNCZI (MAPAMA) and Caumax CEDEX.

En este trabajo se concluye que existe capacidad de mejora en los estudios de peligrosidad existentes. En futuros trabajos pretendemos continuar con la reconstrucción de los niveles y caudales de inundación de eventos anteriores al siglo XIX, con el convencimiento de que cualquier acción para la protección del patrimonio cultural requiere mejorar la evaluación de la peligrosidad y la vulnerabilidad de las inundaciones en el entorno del edificio.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la Fundación Biodiversidad (MITEC) proyecto "Información regional sobre cambio climático y las inundaciones para la adaptación del diseño y análisis de seguridad de infraestructuras sensibles". Agradecemos a Iberdrola y a Yolanda Diego Martín por el acceso a documentos del Archivo Histórico de Ricobayo, y a Jose Angel Martinez Perez (Iberdrola) por su ayuda.

Bibliografía

Ballesteros Cánovas J.A., Stoffel, M.; Benito, G.; Rohrer M., Barriopedro, D., García-Herrera R., Beniston M., Brönnimann S. 2018. On the extraordinary winter flood episode over the North Atlantic Basin in 1936. Ann. N.Y. Acad. Sci. 10.1111/nyas.13911

Barriendos, M., Rodrigo, F.S. 2006. Study of historical flood events on Spanish rivers using documentary data. Hydrological Sciences Journal, 51, 765-783.

Fontana Tarrats, J.M., 1971-1977. Entre el cardo y la rosa. Historia del clima de las Mesetas. Madrid, 269pp.

Gutiérrez González, J.A. 1993. Orígenes y evolución urbana de Zamora. Civitas, 20 - 33.

Kagan, R.L. 1986. Ciudades del Siglo de Oro. Las vistas españolas de Anton van der Wyngaede. Madrid, El Viso, 432pp

Larrén, H. 1999. La evolución urbana de la ciudad de Zamora a través de los vestigios arqueológicos. Codex aquilarensis, 15, 91 - 118.

Machado, M.J., Medialdea, A., Barriendos, M. y Benito G., 2016. Hidroclimatología de las inundaciones históricas y paleocrecidas del río Duero en su tramo medio e internacional. XIV Reunión Nacional de Geomorfología, Publicación IGME Nº5, 349-356.

Pardé, M. 1953. Sur la génèse et les caractères de plusieurs grandes inondations récentes. Annales de Géographie, 62, 18-36.

Pardé, M. 1955. Fleuves et rivières. A. Colin, Paris.

Rodríguez-Marquina, F.J. 1949. Crecidas extraordi-narias del río Duero. Parte 1. Revista de Obras Públicas, 97, 202-213.

Transformaciones geomorfológicas en ríos aluviales cantábricos (NO España): modificaciones antrópicas *vs* cambio global

J. Marquínez García[1], E. Fernández-Iglesias[1] y R. Menéndez-Duarte[2]

[1] *INDUROT, Universidad de Oviedo, Mieres, Asturias*
[2] *Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Oviedo, Asturias*

GEOMORPHOLOGICAL CHANGES IN CANTABRIC ALLUVIAL RIVERS (NW SPAIN): ARTIFICIAL CHANGE VS GLOBAL CHANGE: The fluvial environment is very sensitive to artificial modifications and it is one of the environments where the impact of global change are more visible. During the last decades, the morphology of the rivers in the Cantabrian Mountains has changed. The aim of this paper is quantify these changes and analyse their relation with some artificial activities. The changes happened along 1095 km of alluvial channels in Asturias and Cantabria in the last 50 years have been analysed, taking to account the length with artificial channelization. Significant reductions have also identified in the most active part of the channel (low water channel and bars without vegetation). The mapping of land uses changes in the Saja river basin suggests that the increase in of shrub and tress from 1956 until now could be responsible for these geomorphological changes in the rivers.

Palabras clave: Canal activo, encajamiento, usos suelo
Key words: Active channel, incision, land uses

Introducción

El medio fluvial es muy sensible a las modificaciones antrópicas y también es uno de los ambientes donde son más visibles los efectos geomorfológicos relacionados con el cambio global. Las variaciones en la morfología de los cauces fluviales están fuertemente condicionados por el balance entre caudal y sedimentos transportados (Eaton y Church, 2009). Estas variables cambian como respuesta a fluctuaciones climáticas y al propio carácter irregular de los aportes, en muchos casos influidos por actividades antrópicas como embalses, canalizaciones, minería, incendios o cambios en los usos del suelo (Rădoane et al., 2013).

En trabajos relativamente recientes se han descrito procesos de incisión y reducción de la zona activa en los cauces, en ríos europeos de latitudes templadas (Kiss y Blanka, 2012), incluyendo ejemplos en España (Magdaleno et al., 2012) y también en el Cantábrico (Fernández-Iglesias y Fernández, 2008).

Para obtener una idea de la envergadura de estas transformaciones y su posible relación con variaciones en los usos del suelo, en el presente trabajo se han cuantificado los cambios que se han producido en los ríos cantábricos entre el año 1956 y la actualidad a dos escalas de trabajo: a) cambios en las dimensiones del cauce en 1095 km de ríos aluviales en Asturias y Cantabria y b) cambios en el canal activo del río Saja (Cantabria), aquel que engloba el canal cubierto por agua y las barras fluviales sin cobertura vegetal. En este último caso también se analizarán las relaciones de los cambios en el cauce con otras actividades artificiales, como los usos del suelo en 3 fechas (1956, 1989 y 2014) o la longitud de canalizaciones.

Área de estudio

La Cornisa Cantábrica presenta unas características diferenciales respecto al resto de la Península Ibérica. En primer lugar por su clima, atlántico de tipo oceánico, con temperaturas suaves, cuyas medias oscilan entre los 9 y 19º y precipitaciones abundantes a lo largo de todo el año, comprendidas entre los entre 52 y 146 mm mensuales (datos de AEMET). El régimen hidrológico de la mayor parte de los tramos aluviales estudiados es dominantemente pluvial, con máximas descargas en invierno y mínimas en verano. Los caudales medios anuales son de 13 m^3/s, con caudales para los periodos de retorno de 2 y 100 años de 435 y 1.251 m^3/s.

Por otra parte, la presencia de la Cordillera Cantábrica y su proximidad a la costa, hace que los cauces deban salvar un fuerte desnivel,

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.



Fig. 1. En azul ríos aluviales seleccionados en Asturias y Cantabria, mostrando en rojo la cuenca del río Saja, donde se ha realizado un estudio más detallado.
Fig. 1. Location of alluvial rivers (blue lines) studied in this research, showing in red the Saja fluvial basins where detailed analysis was developed.

desde alturas que superan los 2600 m, en distancias muy cortas, que en ocasiones no alcanzan los 50 km, lo que se traduce en ríos con gran poder erosivo y alta capacidad de transporte. El fuerte relieve también condiciona la presencia de numerosas cuencas hidrográficas de extensión relativamente pequeña.

En esta red de drenaje, con el objetivo de cuantificar los cambios morfológicos en los cauces, se han seleccionado 1095 km de ríos aluviales distribuidos entre Asturias y Cantabria (Figura 1), donde la presencia de embalses con capacidad de laminación es poco relevante y abundan los tramos naturales sin canalizar. Además, para analizar la posible relación entre cambios en los usos del suelo y cambios en la morfología del cauce, se ha seleccionado la subcuenca fluvial del río Saja, ubicada aguas arriba de la confluencia con el río Besaya, con una superficie de cuenca de 490 km^2 y un desnivel cercano a los 2000 m (Figura 1). En esta cuenca el cauce y la llanura aluvial presentan un buen estado de conservación, con escasa presencia de intervenciones humanas.

Metodología

La comparación de la cartografía del cauce histórico de los años 50 y la del cauce actual ofrece información sobre los cambios en planta del cauce. En el marco del Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables (SNCZI), en el ámbito Cantábrico se ha realizado una cartografía histórica y actual del cauce, diferenciando las siguientes categorías del Dominio Público Hidráulico Probable (DPHP) establecidas en la guía metodológica del SNCZI (Fernández-Iglesias, 2011):

a) DPHP tipo A. Representan terrenos del cauce histórico que continúan perteneciendo al cauce en la actualidad.

b) DPHP tipo B. Son terrenos del cauce histórico que han perdido gran parte de su actividad fluvial como cauce, evolucionado hacia características más propias de la llanura aluvial.

c) DPHP tipo C. Terrenos del cauce histórico que han perdido su dinámica natural por actuaciones artificiales directas (rellenos artificiales, canalizaciones, etc.).

El DPHP tipo B ofrece información sobre la superficie del cauce que se ha reducido en los últimos 60 años.

Adicionalmente, a lo largo de unos 50 km de ríos aluviales en la subcuenca del río Saja (Cantabria) se ha realizado una cartografía de detalle, utilizando las fotografías de los años 1956, 1989 y 2014, y diferenciando la zona del cauce cubierta por agua, las barras fluviales adyacentes con escasa o nula cubierta vegetal así como las barras que aparecen colonizadas total o parcialmente por vegetación de ribera. Para esas mismas fechas se ha cartografiado los usos del suelo en la totalidad de la cuenca hidrográfica.

Resultados y discusión

Cambios en el cauce: dimensiones

La comparación del cauce histórico y el actual a lo largo de 1095 km de ríos Cantábricos muestra que un 83.6% de terrenos que pertenecieron al cauce en 1956 siguen perteneciendo al mismo en la actualidad (DPHP a, Tabla 1). Un 9.5% del cauce histórico reconocido en las fotografías ha perdido su actividad debido a rellenos artificiales realizados directamente sobre terrenos que pertenecían al cauce (DPHP c, Tabla 1). El 6.9% restante ha perdido gran parte de su actividad original típica del cauce, evolucionando hacia características más pro-

	Superficie (km²)	Porcentaje (%)
DPHP a	67.88	83.6
DPHP b	5.59	6.9
DPHP c	7.72	9.5

Tabla 1. Superficies de DPHPa, DPHPb y DPHPc en 1095 km de ríos aluviales en las provincias de Asturias y Cantabria *Tabla 1. Surfaces of DPHPa, DPHPb and DPHPc in 1095 km of alluvial rivers in the regions of Asturias and Cantabria.*

propias de la llanura aluvial (DPHP b, Tabla 1). En este último caso, esta pérdida de superficie representa unas 559 hectáreas, y teniendo en cuenta el periodo analizado (1956-2009), unas 10,5 hectáreas/año han pasado de formar parte del cauce a integrarse en la llanura aluvial adyacente.

Cambios en el cauce: distribución de barras

El análisis de detalle realizado en la red aluvial del río Saja muestra que desde el año 1956 a la actualidad este rio ha reducido en un 29 % la superficie del cauce (Figura 2), un valor mucho más elevado al 6,9% obtenido para el conjunto del ámbito Cantábrico. Se estima que dicha diferencia se asocia, por un lado, a que una parte importante de los 1095 km de ríos aluviales seleccionados previamente incluye numerosos arroyos donde tanto la ocurrencia como la cartografía de cambios es más limitada, reduciéndose de forma significativa las opciones de identificar variaciones. Por otro lado, hay que tener en cuenta que el río Saja presenta un predominio de cauces con morfología tipo *wandering*, muy poco representada en el ámbito Cantábrico y que son los más vulnerables a los cambios en el almacén de sedimentos, frente a los patrones de tipo sinuoso y con un solo canal predominantes en los ríos Cantábricos. Por lo expuesto, cabe esperar que la reducción en superficie en los grandes cauces aluviales entre 1956 y 2017 para este territorio sea mayor a 6,9 pero menor al 29% observado en el Saja.

Además de la reducción en las dimensiones del cauce, también se han cuantificado cambios en el interior del *bankfull* de 50 km de la red aluvial del río Saja. Concretamente, el análisis más detallado muestra una reducción en el canal activo del 43%, es decir, numerosas barras desprovistas de vegetación han evolucionado en las últimas décadas hacia depósitos con una cobertura vegetal de tipo arbustivo y arbóreo. Destacar a demás que el 86% de esta reducción en la superficie más activa del cauce se ha concentrado en el primer periodo de análisis, comprendido entre los años 1956 y 1989.

Análisis de condicionantes externos

Variaciones climáticas

Los estudios que se están realizando en el marco del presente trabajo en estaciones meteorológicas del ámbito cantábrico, teniendo en cuenta los datos diarios desde 1968 hasta la actualidad, no identifican cambios significativos en el régimen de lluvias. Este patrón es acorde con el señalado en otros estudios realizados en este ámbito (e.g. Anadón y González, 2011), en los que no se reconocen tendencias de cambio en las precipitaciones que puedan explicar los cambios en el cauce descritos en este trabajo.

Alternaciones artificiales

Alrededor de un 20% de la red aluvial estudiada se encuentra afectada por canalizaciones, obras que también pueden intervenir en los estrechamientos y encajamientos detectados en los tramos naturales ubicados aguas arriba y abajo de los tramos canalizados (Simon y Rinaldi, 2000). No obstante, la mayor parte de las obras de canalización fueron realizadas desde los años 80 en adelante, mientras que parte importante de los cambios en el río Saja ya se detectaron previamente a estas obras, lo que sugiere que otro tipo de actividades o procesos están influyendo en los cambios observados.

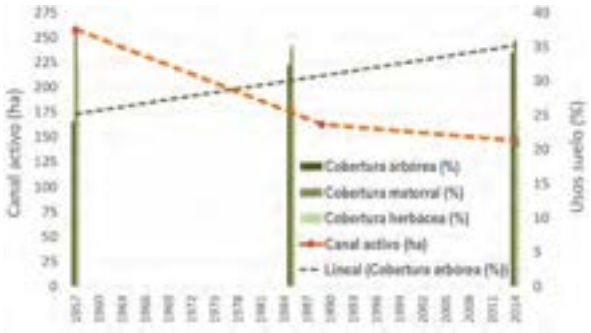


Fig. 2. En naranja la tendencia en la superficie del canal activo (hectáreas) y en verde los cambios en los usos del suelo (%) en la cuenca del río Saja.
Fig. 2. Orange line shows the trend in active channel and the bars and green line show the land uses changes in the Saja river basin.

La cartografía de usos del suelo en 1956, 1989 y 2014 muestra que cerca del 20% de la cuenca hidrográfica del río Saja ha experimentado cambios en los usos, concentrándose un 13% de los mismos en el primer periodo analizado 1956-1989. El cambio principal ha estado representado por un aumento en del 42% de la cubierta de tipo arbóreo, pasando de 842 hectáreas a más 3.400, en detrimento de la vegetación herbácea y matorral (Fig. 2).

Podemos pensar por tanto que existe una relación entre los cambios en el cauce con los cambios en los usos del suelo, concretamente con el incremento de la cubierta de tipo arbóreo. Estos resultados son acordes con los observados en los Pirineos (Beguería et al., 2006), así como en la vertiente Mediterránea (Sanchis et al., 2012).

CONCLUSIONES

El estudio de las dimensiones del cauce a lo largo de 1095 km de ríos aluviales en la vertiente Cantábrica desde 1956 hasta la actualidad muestra, como consecuencia de un estrechamiento y encajamiento del canal, una reducción en su superficie del 6.9%.

Dicho porcentaje aumenta si el análisis sólo se centra en los ríos aluviales de mayor envergadura, excluyendo los arroyos donde el análisis mediante fotografía aérea limita la identificación de cambios. Así ha quedado reflejado al seleccionar los ríos aluviales de la cuenca del río Saja y morfología *wandering*, donde la reducción del cauce aumenta hasta el 29%. La mayor parte de los cambios se produjeron durante el periodo 1956-1989, previamente a las canalizaciones ejecutadas en la cuenca, pero coincidiendo con el periodo en el que se concentran la mayor parte de los cambios en los usos del suelo. Adicionalmente, esta menor disponibilidad de sedimento móvil en los lechos de los ríos parece estar repercutiendo en el almacén de sedimentos de los sistemas litorales asociados, tal y como están señalando algunos estudios preliminares realizados en el Cantábrico (Fernández-Iglesias et al., 2016).

Agradecimientos

Los datos presentados en el presente estudio proceden de varios trabajos realizados entre los años 2008-2011 en el marco del Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables y del proyecto Riverchanges (CGL2015-68824-R, MINECO-FEDER).

Bibliografía

Anadón, R. y González, F. (Eds.) 2011. Análisis de escenarios de cambio climático en Asturias. Consejería de Medio Ambiente. Principado de Asturias. Informe inédito, 107 pp.

Beguería, S., López-Moreno, J.L., Gómez-Villar, A., Rubio, V., Lana-Renault, N. y García-Ruiz, J.M. 2006. Fluvial Adjustments to Soil Erosion and Plant Cover Changes in the Central Spanish Pyrenees, Physical Geography, 88 (3), 177–186.

Eaton, B.C. y Church, M. 2009. Channel stability in bedload dominated streams with non-erodible banks: inferences from experiments in a sinuous flume. Journal of Geophysical Research – Earth Surface, doi: 10.1029/2007JF000902.

Fernández Iglesias, E. y Fernández García, M. 2008. La movilidad de los cauces en los ríos del NO peninsular. Actas X Reunión Nacional de Geomorfología, Cádiz, 211-214.

Fernández-Iglesias, E. 2011. Análisis geomorfológico. En: Sánchez, F. J. y Lastra, J. (coord.). Guía metodológica para el desarrollo del Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, Madrid, 35-107.

Fernández Iglesias, E.; Marquínez García, J., González, G. (2016). Statistical analysis of the relationship between fluvial sediment and coastal dunes in the Cantabrian Coast (NW Spain). Book of Abstracts, 9th International Conference CMStatistics. 09-11 December, Seville, 59p. ISBN 978-9963-2227-1-1.

Kiss, T. y 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.

Magdaleno, F., Anastasio Fernández, J. y Merino, S. 2012. The Ebro River in the 20th century or the ecomorphological transformation of a large and dynamic Mediterranean channel. Earth Surface Process and Landforms, 37-5, 486-498.

Rădoane, M., Obreja, F., Cristea, I. y Mihailă, D. 2013. Changes in the channel-bed level of the eastern Carpathian rivers: Climatic vs. human control over the last 50 years Geomorphology, 193, 91-111.

Sanchis Ibor, C. Segura Beltrán, F. Garófano-Gómez, V. 2012. Cambios de usos del suelo y evolución morfológica en la rambla de Cervera (1946-2006). XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander, 2012. SEG, PubliCan, Santander, 429-432.

Simon, A. and Rinaldi, M., 2000. Channel instability in the loess area of the Midwestern United States. Journal of American Water Resources Association, 36(1), 133-150.

Geomorphic design and modelling at catchment scale for best practise land rehabilitation – the Drayton mine example (New South Wales, Australia)

J.F. Martín Duque[1], G.R. Hancock [2] and G.R. Willgoose[3]

[1] *Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, Madrid*
[2] *School of Environmental and Life Sciences, The University of Newcastle, Newcastle, Australia*
[3] *School of Engineering, The University of Newcastle, Newcastle, Australia*

There is a global growing interest in using geomorphic techniques for land rehabilitation. Geomorphic solutions are becoming a requirement or a recommendation for post-mining landscapes in different developed countries (US, EU, Australia). Here we demonstrate the complementary capabilities of a geomorphic design software (Natural Regrade with GeoFluv) and a landscape evolution model (SIBERIA) for identifying optimal post-mining landforms. The method employed is such that a proposed landscape can be created using design software based on local geomorphic analogues, which is then evaluated using a landscape evolution model. Improvements to the design are made through iterations based on where and how much erosion is predicted. An existing 11.5-ha waste rock dump (Drayton Mine, Hunter Valley, NSW, Australia) served as the study site. The SIBERIA modelling demonstrated that an optimized design with GeoFluv reduced erosion by half that of conventional designs while being able to store an extra 7% of volume.

Key words: Natural Regrade with GeoFluv, SIBERIA, Landscape Evolution Models, mine rehabilitation, Hunter Valley

Introduction

Employing geomorphic techniques for land rehabilitation as an alternative to traditional engineered landforms is becoming a critical requirement and recommendation for post-mining landscapes (Martín Duque et al., 2010).

The capabilities for designing complex 3D drainage basins and networks mimicking nature has not been possible until very recently, with the development of geomorphic software that include natural landforms design capabilities. GeoFluv™ is the trademark name for a specific, patented, landform design method that uses algorithms based on slope and fluvial geomorphic principles. It was initially applied at large coalmines in New Mexico (US) in 1999 (Bugosh, 2000). Its implementation sought to achieve long-term erosional stability, reduced maintenance and, increased biodiversity as compared to traditional mine rehabilitation landforms. Carlson Natural Regrade is the commercial software to efficiently make GeoFluv designs in a CAD format.

Landscape Evolution Models (LEM) represent the current best practice of geomorphic modelling technology. They offer all the functionality of soil erosion models, but operate on a digital elevation model (DEM) grid. They calculate both erosion and deposition at each DEM grid cell and adjust elevation accordingly. In this way, the landscape can evolve through time (Tucker and Hancock, 2010). This allows not just determination of erosion rates, but also facilitates mapping and representation of where erosion and deposition occur. The models can also visually show what form the erosion takes — i.e. sheetwash, rilling or gullying (Hancock et al., 2013). They are particularly useful for assessing post-mine landscape designs, as can be input into the LEM and allowed to evolve. SIBERIA (www.telluricresearch.com) (Willgoose, 1989) is an ideal LEM for assessing landscapes at annual time steps and can be run for thousands of years (Hancock et al., 2016).

This contribution evaluates the complementary capabilities of SIBERIA and GeoFluv-Natural Regrade, to obtain optimum (stable) designs through an iterative design-modelling process. Specifically, an 11.5-ha waste dump at Drayton Mine (New South Wales, Australia, Fig. 1) served as the study site.

The first goal of this research is to evaluate the long-term (100-yr) erosional stability,

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

through SIBERIA modelling, of the GeoFluv landscape as built (GB) at Drayton Mine. For that, we needed to calibrate SIBERIA for this site. From the calibration and from the 100-yr evolution, we identified the stability factors for improvement, and then develop an Improved GeoFluv (IG) design, to be modelled also with SIBERIA for 100 years. The two GeoFluv alternatives (built and improved) were finally compared with equivalent 100-yr simulations of two landform designs: contour banks (CB), the most common rehabilitation landform in the Hunter Valley; and natural contouring (NC), a landscaping approach that is spreading. Their comparison deal exclusively with evaluating erosion related to changes in topography, keeping the soil and vegetation factors constant. For the comparisons, the conditions were such that any alternative would have the same 11.5 ha footprint and similar waste storage capacity (a maximum 10% variation), the goal being to assess realistic rehabilitation options.

Methodology and results

Landform design alternatives

The two GeoFluv designs (as-built, GB; and improved, IG), were designed followed at (http://www.carlsonsw.com/support/manuals/). The input values were provided by Nicholas Bugosh (pers. Com.). The main group of them are morphometric, which must be always site-specific (measured at an appropriate 'stable' reference area). Examples of these inputs are drainage density or convex length of slopes. These input values are complemented with hydrologic ones (rainfall associated with bankfull and flood prone discharges). Substrata and soil properties, or vegetation cover, are not considered 'directly' in the method. They are considered indirectly, from the reference area.

The contour bank (CB) was designed with the Carlson software tools of polyline drawing and offsetting, following the design principles by Hannan (1984). For the natural contouring (NC), we fitted the topography of natural landforms surrounding Drayton mine to the waste dump area, matching its configuration, volume and slope gradient, and approximate



Fig. 1.Location of the Drayton coal mine within the Hunter Valley of New South Wales (Australia).

slope length. Fig. 2 shows the IG and CB designed landforms.

SIBERIA modelling

SIBERIA mathematically simulates the geomorphic evolution of landforms subjected to fluvial and diffusive erosion (Willgoose et al., 1991a-b). The model employs well-accepted hydrology and erosion models at annual and longer time scales. The model and its calibration has been well described elsewhere (Willgoose et al., 1991a-b; Hancock et al., 2013).

The fluvial sediment transport expression (qsf) is based on the Einstein-Brown equation. It models incision of the land surface and can be expressed as:

$$qsf = \beta_1 Q^{m1} S^{n1} \quad (1)$$

where Q is the discharge per unit width ($m^3/s/m$ width), S (metre/metre) the slope in the steepest downslope direction and β1, m1 and n1 are calibrated parameters.

At this site (and typical of most mine sites) there were no field plots or survey data available that could be used for calibration. Here we calibrate by using historical data, sediment transport theory and current measurements for the site. It is well known that the values of m_1 and n_1 (Equation 1) vary widely, but for most fluvial systems they both range between 1 and 3 (Kirkby, 1971). As there are no data available for Drayton, we employed a set of parameters derived for similar materials at another local mine site (Rixs Creek) (Hancock et al., 2008): m_1=1.5 - 2.5 and n_1=1-2. Soil erodibility (β_1) is recogni-

Landscape design	Erosion rate $m^3/ha/yr$	Erosion rate t/ha/yr (1.56 t/m^3)	Waste volume (m^3)
GeoFluv as-built (GB)	15.0	23.4	2,274,899
Improved GeoFluv (IG)	8.9	13.9	2,465,522
Contour banks (CB)	16.4	25.6	2,300,458
Natural contouring (NC)	13.9	21.7	2,417,494

Table 1. Erosion rates and waste volume for different landform rehabilitation alternatives at Drayton Mine.

zed to be well-described by the RUSLE K factor which can be determined from the material particle size distribution (Sheridan et al., 2000; Hazleton and Murphy, 2007).

The SIBERIA model was run using the landforms described above. As all post-mining landforms have a bare surface devoid of vegetation, SIBERIA was run for an initial period of three years with an erodibility representing a bare surface (β_1=0.01). This three-year period represents an initial high erosion rate and allows drainage lines to rapidly form.

At three years β_1 was changed to represent a fully vegetated surface (β_1=0.0002) and the simulation continued for 100 years. The selection of this period is somehow arbitrary, intending being long enough for allowing the development of erosional (i.e. gully) landforms.

The SIBERIA model was run after calibration for a period of 100 years. To assess erosion rates the DEM of Difference (DoD) approach was used where the reconstructed landscape at year 100 was subtracted from the initial landscape at year 0. This approach also allows maximum depth of erosion (in this case gully depth), as well as depth of deposition, to be determined.

Here the main type of erosion was gullying which can clearly be observed from the images (Fig. 2). Interestingly, the GB, CB and NC landforms had similar erosion rates (Table 1).

The contour bank (CB) landform has the highest maximum depth of erosion (gullying) and erosion rate, showing that most of the banks have been breached. The IG design provided the lowest erosion rate and least gully depth.

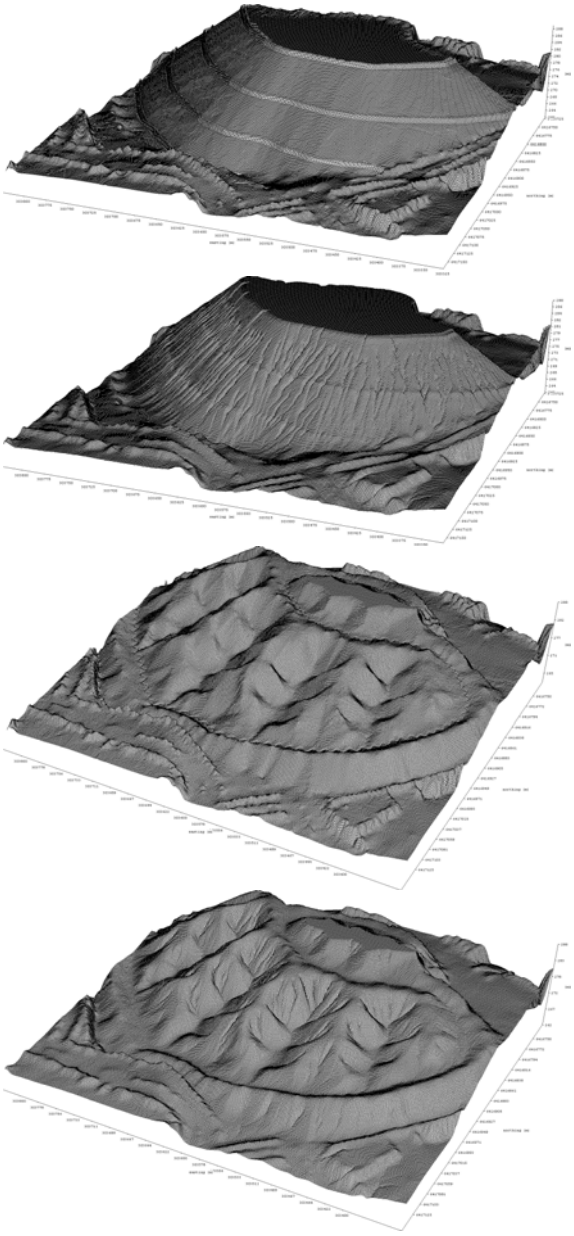


Fig. 2. From above to bottom: (a) Contour banks (CB) landform design; (b) 100-yr SIBERIA modelling of CB. (c) Improved GeoFluv (IG) landform design; (d) 100-yr SIBERIA modelling of IG;

CONCLUSSIONS

Here we demonstrate that geomorphic design can greatly improve erosional stability. The SIBERIA modelling identified four main causes of instability which we largely removed in successive iterations of GeoFluv-Natural Regrade designs.

The identification of these improvable aspects allowed both: (a) dealing with them now in the rehabilitated site, and (b)

considering them in future designs at this site and others globally. The four factors for improvement are: (a) guaranteeing appropriate concavity at any foothill transitioning towards the channels; (b) warranting correct runoff tracking trajectories towards the swales (0-order subcatchments); (c) guaranteeing a correct design and runoff split of the flat-top area of the dump in subcatchments; (d) guaranteeing the long term stability of the main valley (meandering) channels, mostly by building always whole subcatchments whenever rehabilitation is accomplished. The SIBERIA modelling was extremely beneficial for developing those recommendations.

The consideration of these factors in successive iterative GeoFluv designs produced low erosion rates. As a main conclusion for the coalfields of the Hunter Valley, the Improved GeoFluv design through SIBERIA modelling showed about half the erosion, while being able to increase storage volume by more than 7%, than contour banks. Additionally, the spatial predictability of gullying was guaranteed and 77 % of the eroded material is expected, according the modelling, to be deposited within the first-order subcatchments, significantly reducing sediment to 3.1 t/ha/yr.

As a conclusion for surface mine rehabilitation elsewhere, the joint use of the Natural-Regrade with GeoFluv geomorphic design software with the SIBERIA landscape evolution model showed complementary capabilities for best landform design in mine rehabilitation. Through a iterative GeoFluv-Natural Regrade design process and SIBERIA modelling, optimized GeoFluv-Natural Regrade designs can be reached, confirming the capabilities and complementary use of both geomorphic/catchment rehabilitation tools.

Augmenting this research with compared assessments between Geomorphic and Traditional landform designs considering economic, hydrologic, ecologic and visual issues should provide the mining companies and the regulators rationale for decision making, in a context in which the public is demanding much higher standards of mine rehabilitation. With this procedure, we seek to contribute for best practice in mine rehabilitation.

Acknowledgements

This contribution is the outcome of a joint research of the authors developed at the University of Newcastle (UNO, Australia). The research stay of the former was funded by the Spanish Minister of Education, Culture and Sports (reference PRX16/00441). The authors acknowledge the kind collaboration of the Tom Farrell Institute for the Environment. Drayton (AngloAmerican) has also kindly supported this research. The assistance of Matt Lord and team is highly appreciated. Nicholas Bugosh and Rod Eckels provided as well useful information and comments.

REFERENCES

Bugosh, N., 2000. Fluvial Geomorphic Principles Applied to Mined Land Reclamation. January OSM Alternatives to Gradient Terraces Workshop, Farmington, New Mexico. No pagination.

Hancock, G.R., Crawter, D., Fityus, S.G., Chandler, J. and Wells, T. 2008. The measurement and modelling of rill erosion at angle of repose slopes in mine spoil. Earth Surface Processes and Landforms 33, 1006–1020.

Hancock, G.R., Willgoose, G.R., Lowry, J. 2013. Transient landscapes: gully development and evolution using a landscape evolution model. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment 28(1), 83–98.

Hancock, G.R., Coulthard, T.J., Lowry, J.B.C., 2016. Predicting uncertainty in sediment transport and landscape evolution – the influence of initial surface conditions. Computers & Geosciences 90, 117–130.

Hannan, J.C. 1984. Mine Rehabilitation. A Handbook for the Coal Mining Industry. New South Wales Coal Association, Sydney, 124 pp.

Hazleton P, Murphy B. 2007. Interpreting soil test results. What do all the numbers mean? CSIRO Publishing, NSW Department of Natural Resources, Collingwood, 169 pp.

Kirkby, M.S. 1971. Hillslope process-response models based on the continuity equation, Slopes Form and Process. Institute of British Geographers Serial Publication No.3, January.

Martín-Duque, J.F., Sanz, M.A., Bodoque, J.M., Lucía, A., Martín-Moreno, C., 2010. Restoring earth surface processes through landform design. A 13-year monitoring of a geomorphic reclamation model for quarries on slopes. Earth Surface Processes and Landforms 35, 531–548.

Sheridan, G.J., So, H.B., Loch, R.J., Pocknee, C., Walker, C.M. 2000. Use of laboratory scale rill and interrill erodibility measurements for the prediction of hillslope–scale erosion on rehabilitated coal mines soils and overburden. Australian Journal of Soil Research 38, 285–298.

Tucker, G., Hancock, G.R. 2010. Modelling landscape evolution, Earth Surface Processes and Landforms 35, 28-50.

Willgoose, G. 1989. A physically based channel network and catchment evolution model. Ph.D. Dissertation, MIT, 464 pp.

Willgoose, G.R., Bras, R.L., Rodríguez-Iturbe, I., 1991a. Results from a new model of river basin evolution. Earth Surface Processes and Landforms 16, 237–254.

Willgoose, G.R., Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I., 1991b. A physically based coupled network growth and hillslope evolution model: 1 theory. Water Resources Research 27 (7), 1671–1684.

Restauración geomorfológica de dos arcilleras en Campredó (Tortosa, Tarragona). Una solución a los efectos del cambio global

C. Martín Moreno[1], J.F. Martín Duque[1], J.M. Nicolau[2], E. Bladé[3], M. Tejedor[1], S. Nyssen[1], M. Lalaguna[2], A. de Lis[1], F.I. Cermeño-Martín[1] y J.M. Gómez Díaz[4]

[1] *Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid*
[2] *Escuela Politécnica Superior, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, Aragón*
[3] *Institut FLUMEN, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, Catalunya*
[4] *Fábrica de Alcanar, CEMEX ESPAÑA S.A., Tarragona, Catalunya*

GEOMORPHIC RESTORATION OF TWO CLAY QUARRIES LOCATED IN CAMPREDÓ (TORTOSA, TARRAGONA, SPAIN). A SOLUTION FOR THE GLOBAL CHANGE EFFECTS: Mining has a significant impact on the territory, with Global Change effects. We describe two cases of geomorphic-based mining restoration. They were developed within the LIFE ECORESTCLAY project, by applying the GeoFluv-Natural Regrade method. The Aurora case aimed reestablishing the hydrological connectivity between a creek and a pond, interrupted by the extractive activity. Rounded scalloped hillslopes were designed and constructed between the hydrographic network. Soil moisture content (SMC) and rill development were studied at the restored surface for two years. For Pastor I, the objective was to use the quarry as a storm control pond, able to laminate the flash flood hydrograph of the Rocacorba creek. Results show that GeoFluv landforms promote SMC and that rills were formed by uncontrolled run-off entrance and some construction deviations of the GeoFluv design. Both examples show how geomorphic restoration can contribute to mining ecological restoration success, recovering ecosystem goods and services.

Palabras clave: restauración geomorfológica, GeoFluv-Natural Regrade, restauración ecológica, impacto minero, TDR.
Key words: geomorphic restoration, GeoFluv-Natural Regrade, ecological restoration, mining impact, TDR.

Introducción

La minería, actividad imprescindible para el mantenimiento de nuestro actual estilo de vida y nivel de desarrollo, es una de las actividades humanas con mayor impacto sobre el territorio, con un efecto significativo sobre el Cambio Global. No tanto por la superficie que ocupa (menos del 0.5 % de la superficie terrestre, Hooke et al., 2012), sino, sobre todo, por: (a) la severidad de las transformaciones que lleva asociadas, alterando todos los componentes de los ecosistemas y los paisajes (*on-site impacts*); (b) el enorme volumen de generación de residuos sólidos y líquidos; (c) la emisión de estos residuos al entorno (*off-site impacts*). La emisión de escorrentía y sedimentos a la red hidrográfica desde espacios mineros es probablemente el mayor impacto ambiental de la minería, afectando a servicios básicos de los ecosistemas, relacionados con la calidad del agua, la biodiversidad fluvial, las posibilidades de recreo en este medio y el control de inundaciones (Ehrenfeld, 2000).

En este contexto, la restauración geomorfológica se presenta como una herramienta muy eficiente para asegurar la recuperación de suelos y vegetación, evitando a la vez problemas de erosión e impactos aguas abajo, todo ello siguiendo los principios de la restauración ecológica.

Esta comunicación presenta dos casos de restauración geomorfológica, como base para su restauración ecológica, aplicados a dos 'arcilleras' —Aurora y Pastor I. De los distintos enfoques de restauración geomorfológica existentes, en ambos casos se ha utilizado el método GeoFluv-Natural Regrade (Bugosh, 2000). La restauración geomorfológica de estas dos arcilleras se ha realizado entre los años 2014 y 2018, en el marco del proyecto LIFE ECORESTCLAY.

Localización y medio físico

Las canteras Aurora y Pastor I (propiedad de la empresa CEMEX) se encuentran ubicadas en el paraje 'ELS ARGILERS', partida de Campredó, municipio de Tortosa, en la comarca del Bajo Ebro. Todo ello en las proximidades de una de las tres áreas que forman el Plan de Espacios de Interés Natural (PEIN) de 'Serres del Cardó-El Boix', y del Parque Natural del Delta del Ebro (Tarragona, Cataluña).

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

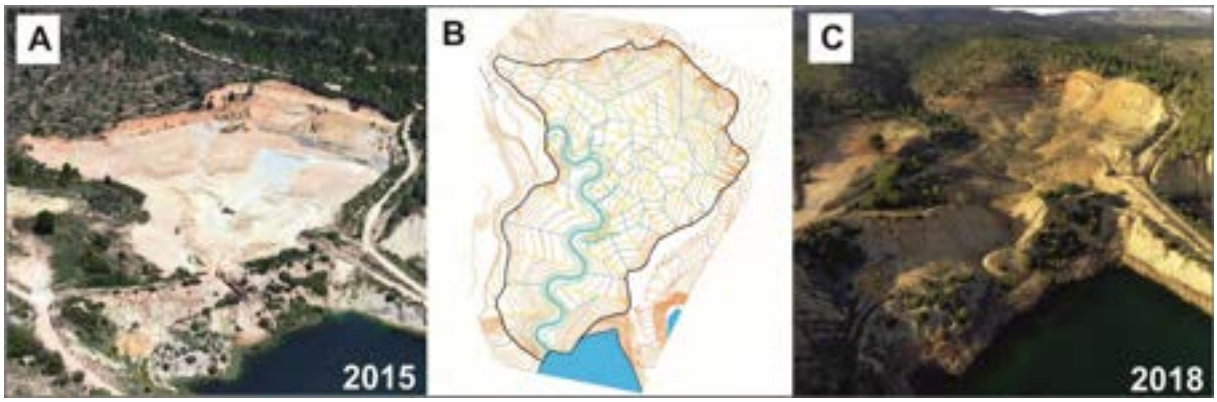


Fig. 1. Aurora. A) La cantera durante los trabajos de restauración, 2015; B) Diseño GeoFluv; C) Aspecto de la cantera en 2018, tres años después de finalizar la restauración.
Fig. 2. Aurora. A) The quarry during the restoration works, 2015; B) GeoFluv design; C) The quarry in 2018, three years after finishing the restoration.

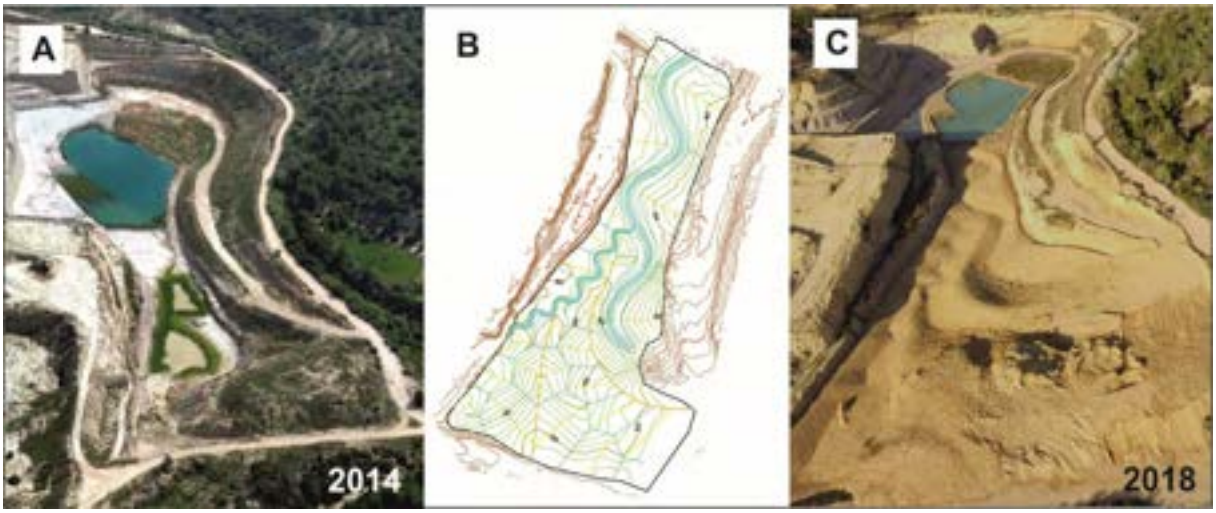


Fig. 2. Pastor I. A) La cantera antes de la restauración, 2014; B) Diseño GeoFluv; C) Aspecto de la cantera en 2018, nada más construirse el diseño GeoFluv.
Fig. 2. Pastor I. A) The quarry before the restoration, 2014; B) GeoFluv design; C) Appearance of the quarry in 2018, just once the GeoFluv design was built.

El clima es Mediterráneo marítimo, con temperaturas suaves y un periodo de nueve meses sin heladas. La precipitación media anual es 576 mm. La estación más lluviosa es otoño. El déficit hídrico es de entre 300-400 mm medios anuales. El periodo seco se centra en los meses estivales. El tipo de suelo predominante son los Entisoles (Orthent), con escasa diferenciación en horizontes.

La vegetación del entorno está compuesta por un mosaico agroforestal donde dominan las maquias y las garrigas con palmito y pinares de pino carrasco. También existen campos de frutales y cultivos de secano en menor proporción, la mayoría de ellos abandonados y en proceso de naturalización.

Trabajos de restauración y seguimiento

Cantera Aurora

La restauración geomorfológica consistió en recuperar la conectividad hidrológica entre un barranco y una laguna, que quedó interrumpida por la actividad extractiva. Por un lado se construyó una red de drenaje conformada por cauces de carácter natural, conectados aguas arriba y aguas abajo con la red natural (barranco y laguna, respectivamente). Por otro lado, se han conformado amplias superficies de lomas y colinas de suaves pendientes que drenan hacia los cauces. Esta red de drenaje permite la evacuación controlada de la escorrentía gener-

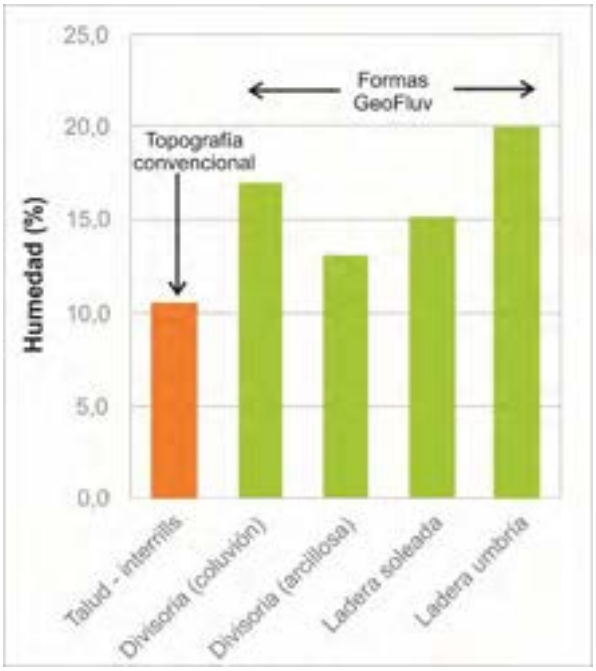


Fig. 3. Humedad del suelo (%): media desde 18.11.2015 a 29.11.2016
Fig. 3. Soil moisture content (%): average from 18.11.2015 to 29.11.2018.

rada por las intensas precipitaciones de la zona (ver Figura 1). El diseño se construyó entre los años 2014 y 2015.

Una vez construida la nueva topografía, y tras realizarse la revegetación, se inició el seguimiento de la humedad en los 20 cm superiores del suelo. Para ello se instalaron una serie de pares de varillas metálicas en distintas geoformas GeoFluv y también en un talud de restauración 'convencional', que quedó sin remodelar. El porcentaje de humedad en el suelo se midió durante dos años (2016-2017) mediante un sensor TDR. También se tomaron muestras de los distintos tipos de suelo para la obtención de las ecuaciones de calibración. Además, se detectó la formación de regueros en algunas zonas, lo que es considerado una desviación sobre lo esperado, por lo que se estudiaron las causas de formación de los regueros, se cuantificó su densidad y el volumen de sedimento erosionado, mediante medidas directas en campo.

Cantera Pastor I

El objetivo de la restauración geomorfológica aquí (ejecutada a inicios de 2018) fue reconstruir una red hidrográfica, y sus geoformas asociadas (diseño GeoFluv), que permita utilizar el vaso de esta cantera como embalse lateral de laminación del hidrograma de avenidas del Barranco Rocacorba, tributario del Barranco L'Espluga, el cual causa inundaciones recurrentes en tierras de cultivo aguas abajo.

Además del diseño geomorfológico (Figura 2) se diseñó la obra de derivación para conectar el barranco de Rocacorba con la superficie restaurada en el interior de la cantera. Esta obra se construirá en el otoño de 2018.

Para determinar los caudales de avenida y los caudales a derivar se realizó un estudio hidrológico de transformación lluvia-escorrentía de las cuencas de Rocacorba y L'Espluga. Las cuencas fueron delimitadas con ArcGIS y el estudio se realizó mediante HEC-HMS utilizando el método del Hidrograma Unitario. Para dimensionar la obra de derivación y la bajante se realizaron cálculos hidráulicos específicos en combinación con herramientas de simulación numérica mediante el programa de simulación bidimensional Iber (Bladé et al. 2014). Para la realización de estas tareas, se utilizó tanto la información topográfica de detalle, levantada expresamente para el proyecto LIFE, como los modelos digitales del terreno (MDT) disponibles a través de los servicios del Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya y del Instituto Geográfico Nacional.

Resultados y discusión

Cantera Aurora

El seguimiento de la humedad del suelo muestra valores superiores en todas las formas GeoFluv, respecto al talud rectilíneo convencional. Ello es relevante porque una mayor humedad del suelo implica una mayor disponibilidad de agua para las plantas, principal factor limitante en la zona para el desarrollo de la comunidad vegetal y, por tanto, para el éxito de la restauración. En las formas GeoFluv se han recogido diferencias en los contenidos de humedad según el tipo de suelo, la orientación y la propia topografía de las formas, siendo las vaguadas y las zonas de umbría las que mayor humedad presentan. (Figura 3).



Fig. 4. Elementos de la obra de derivación de Pastor I.
Fig. 4. Pastor I derivation structure elements

El estudio de regueros mostró que muchos se formaron por entrada de escorrentía incontrolada desde un camino de acceso. Algunas desviaciones en la construcción (ausencia de concavidad) fueron la causa de la formación de regueros en las laderas adyacentes a las márgenes de los canales. A su vez, las zonas con peor calidad del suelo son las que presentan mayor densidad de regueros.

Finalmente, un talud rectilíneo, no remodelado, es la superficie con un mayor volumen de sedimento erosionado, si bien es necesario relacionar este valor con una mayor antigüedad de esta superficie.

Cantera Pastor I

Tras realizar los dos modelos hidráulicos, uno con todas las características de las cuencas y el otro incorporando también la derivación, así como teniendo en cuenta las características del diseño GeoFluv y el hueco de la cantera, se obtuvo que lo más adecuado es la derivación de los caudales para periodos de retorno de T50 a T100 años. El caudal máximo derivado será de 10 $m^3 s^{-1}$. La obra de derivación se diseñó mediante un proceso iterativo, utilizando herramientas de simulación numérica bidimensional del flujo de agua incorporando los caudales seleccionados. La obra consistirá en un estrechamiento en el cauce del barranco, un paso por encima del camino (vado) y una bajante de escollera hacia la cantera, como se muestra en la Figura 4. Todo ello adaptado al diseño GeoFluv.

Conclusiones

Los enfoques de restauración geomorfológica en minería, combinados con técnicas de la ingeniería civil, permiten ofrecer soluciones que integran la reducción de riesgos naturales y la restauración ecológica. El seguimiento realizado en la cantera Aurora muestra cómo las distintas formas GeoFluv facilitan el establecimiento de la vegetación, al haber mayor disponibilidad de agua para las plantas. Las desviaciones causantes de la formación de regueros (entradas de escorrentía desde caminos, baja calidad de suelos o ausencia de concavidad), permitirán introducir mejoras en futuros trabajos.

Agradecimientos
Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto LIFE ECORESTCLAY co-financiado por la UE.

Bibliografía

Bladé, E., Cea, L., Corestein, G., Escolano, E., Puertas, J., Vázquez-Cendón, E., 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, CIMNE (Universitat Politècnica de Catalunya), 30(1), 1–10.

Bugosh, N. 2000. Fluvial geomorphic principles applied to mined land reclamation. OSM Alternatives to Gradient Terraces Workshop, January 2000. Office of Surface Mining, Farmington, NM (sin números de página).

Ehrenfeld, J.G. 2000. Defining the limits of restoration: the need for realistic goals. Restoration Ecology 8, 2-9.

Hooke, R., Martín Duque, J.F., Pedraza, J. 2012. Land transformation by humans. GSA Today 22 (12), 4-10.

Análisis de los valores geomorfológicos de interés y puesta en valor en el sector nororiental del futuro Parque Nacional de Sierra de las Nieves.

J.F. Martínez Murillo[1,2]

[1] *Instituto de Geomorfología y Suelos IGS-UMA, Universidad de Málaga, Málaga, Andalucía*
[2] *Departamento de Geografía, Universidad de Málaga, Málaga, Andalucía*

ANALYSIS OF THE VALUABLE GEOMORPHOLOGICAL SITES IN THE EASTERN SECTOR FROM THE FUTURE SIERRA DE LAS NIEVES NATIONAL PARK: This study deals with the first approach to the analysis of geomorphological features from the future Sierra de las Nieves national park in order to inventory and value the main geomorphosites. This is done as follows: geomorphological characterization and mapping, inventory of geomorphosites, and valuation focussed on their scientific, cultural and management values. The study area sums remarkable geomorphosites to the values responsible of the future declaration in national park.

Palabras clave: lugares de interés geomorfológico, valoración, geopatrimonio, gestión, Sierra de las Nieves.
Key words: geomorphosites, valuation, geoheritage, management, Sierra de las Nieves.

Introducción

Las formas de relieve y los procesos geomorfológicos son claves para el entendimiento y la intervención en territorios de diferente naturaleza; Lugares de Interés Geomorfológico (LIG) son formas y asociaciones de formas de relieve de especial interés (monumental, escénico, ecológico, pedagógico o científico), esenciales en la configuración morfológica y en la dinámica y evolución de los espacios naturales (Serrano et al., 2009). Los LIG incluyen valores científicos, culturales, estéticos y socioeconómicos (Reynard, 2005). Estos poseen especial relevancia para la comprensión del medio natural, la historia de la tierra, del clima o de la vida, e incluyen valores científicos, culturales, estéticos o socioeconómicos (Reynard, 2005). A su interés como elementos estructurales y funcionales del sistema natural, se añaden sus contenidos sociales y su potencial valor económico (como recurso natural o sociocultural), de ahí que puedan ser contemplados como recursos patrimoniales con capacidad dinamizadora de numerosas áreas protegidas.

El relieve constituye la base de la organización espacial de los Espacios Naturales Protegidos (ENP), y en él se sustenta gran parte de su atractivo, e incluso, los argumentos que justificaron su protección. Las formas de relieve son una parte primordial de los ENP, por lo que se hace necesaria su consideración no sólo como elementos a conservar, sino en su ordenación y gestión (Serrano et al., 2009).

Los Planes de Ordenación de los Recursos Naturales (PORN) y los Planes Rectores de Uso y Gestión (PRUG) incluyen a la geomorfología como un elemento fundamental desde tres puntos de vista, como componente del medio natural, como patrimonio y como recurso. Por ello se hace necesario conocer y valorar los elementos geomorfológicos de los ENP en su calidad de elemento clave del sistema natural, tanto heredado como parte funcional de los hábitats, pero también sus valores en relación con el patrimonio cultural, su potencial de uso, fragilidad, frecuentación o estado de conservación en el marco del ENP en el que se inscriben. dinámica natural, usos e impactos sobre el LIG; de sus valores añadidos (contenido cultural); de la relación con el territorio en el que se inscribe; y de la importancia escalar, relativa y absoluta. Conocer todos estos aspectos es una necesidad en la gestión, conservación y puesta en valor de los elementos geomorfológicos en ENP (González Trueba y Serrano Cañadas, 2008).

Este trabajo tiene por propósito mostrar los primeros pasos en la valoración del patrimonio geomorfológico, como parte esencial del valor final de un ENP, como el del futuro parque nacional de Sierra de las Nieves.

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.



Fig. 1. Situación geográfica del futuro parque nacional de Sierra de las Nieves (límites aproximados). El recuadro indica la localización del área de estudio.
Fig. 1. Location of the future Sierra de las Nieves National Park (approximated limits). The box indicates the study area.

Área de estudio

El futuro parque nacional de Sierra de las Nieves se inserta en un territorio más amplia, la comarca de la Serranía de Ronda, en la provincia de Málaga (Fig. 1). Previamente, la Sierra de las Nieves ya fue protegida con carácter de parque natural por el gobierno autonómico andaluz en 1989. Ahora, con la figura de parque nacional, se pretende salvaguardar una serie de ecosistemas y georrecursos únicos en la península ibérica: el ecosistema de los Abies pinsapo (especie vegetal relicta, de épocas pasadas más frías) y los georrecursos y ecosistemas relacionados con los afloramientos de rocas ultramáficas (peridotitas; unos de los más extensos del planeta, 300 km^2, según Dickey, 1970), como aspectos más destacados. A ellos, a que sumar toda una serie de aspectos culturales e históricos claves para entender la configuración geográfica física y humana actual del territorio protegido.

En general, la geografía del espacio natural protegido se caracteriza por una orografía montañosa, de fuertes desniveles por la cercanía de la costa, profundos barrancos, altitudes que se quedan cercanas a 2.000 m. Desde el punto de vista geológico, se trata de un terreno muy complejo, que se desarrolla en el área de contacto entre las Zonas Internas y Externas de la Cordillera Bética y, que consecuentemente, integra materiales y litologías diversas. Están presentes complejos serranos pertenecientes a las Zonas Externas de la Cordillera Bética, más en concreto del Dominio Penibético, que conforma el armazón litológico del sector más meridional de la Serranía de Ronda. Dentro de este dominio se distingue un Penibético externo, que durante el Jurásico constituyó una zona de umbral pelágico, junto con un Penibético interno, también denominado Subbético medio, que se caracteriza por facies propias de ambientes sedimentarios más profundos; destacan litologías carbonadas (calizas, dolomías y margocalizas, acompañadas de arcillas). Las Zonas Internas de la Cordillera Bética están representadas por el Complejo Alpujárride, que en su sector occidental presenta características particulares debido a la presencia de un importante volumen de rocas ultramáficas (peridotitas), procedentes de las zonas profundas del interior de la tierra (manto externo). La diversidad geológica se traduce en una extraordinaria representación de elementos destacados desde el punto de vista geomorfológico, hidrogeológico, sedimentario, tectónico, etc., que se benefician de la diversidad de los diferentes depósitos carbonatados y de su diferente origen e historia geológica. Destacan los paisajes kársticos, pero también los fluviales y de arroyada, es decir, aquellos derivados de la acción de las aguas superficiales y subterráneas.

Metodología

El análisis de los valores geomorfológicos del área de estudio se lleva a cabo siguiendo una serie de etapas metodológicas. Tras realizar una revisión bibliográfica de aspectos relacionados con la geología y la geomorfología del sector oriental del futuro parque nacional de Sierra de las Nieves, se procede a la realización del documento cartográfico base para dicho análisis: el mapa geomorfológico, siguiendo la metodología propuesta por Martín-Serrano et al. (2004). Este documento cartográfico se confecciona mediante foto-interpretación de pares de ortofotos aéreas (vuelo americano de 1956 y vuelo de la Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía, año 1990, escala 1:25.000) y la consulta de imágenes de satélite de alta resolución alojadas en Google Earth Pro. La información geomorfológica se transfiere a continuación a un sistema de información

geográfica (ArcGIS 10.5.1). El mapa geomorfológico es validado mediante trabajo de campo. Posteriormente, se elabora el mapa de unidades geomorfológicas, síntesis de aspectos cronológicos, litológicos, estructurales y geomorfológicos. A continuación, se procede al inventario de procesos y formas, del cual se extrae la selección de los LIG en base a criterios de importancia y singularidad en el contexto geográfico regional. Por último, se procede la valoración de los LIG en base a criterios científicos, culturales, y de uso y gestión, siguiendo un procedimiento similar a González Trueba y Serrano Cañadas (2008) y Martín Duque et al. (2010).

Resultados y discusión

En el área de estudio, se configuran varias unidades geomorfológicas (Fig. 2):

-Unidades 1 y 7. Desarrollada sobre margas, arcillas y calizas rojas, con predominio de las formas de arroyada superficial y afloramientos rocosos. Se constituyen en sistemas estructurales-denudativo.

-Unidades 2 y 4. Plataformas karstificadas sobre materiales geológicos dolomíticos (2) y calizos (4). En general, se caracterizan por una importante influencia de la componente estructural, con presencia de frentes de cabalgamiento, fracturas y de fuertes escarpes, al pie de los cuales se desarrollan acumulaciones de derrubios en taludes y, localmente, arroyadas. En terrenos calizos, la disolución ha sido más efectiva y aparecen lapiaces, como en el entorno del Tajo de la Caína. En algunos sectores, conforman relieves de laderas regularizadas, solo rotas por frentes de cabalgamiento (Fig. 3).

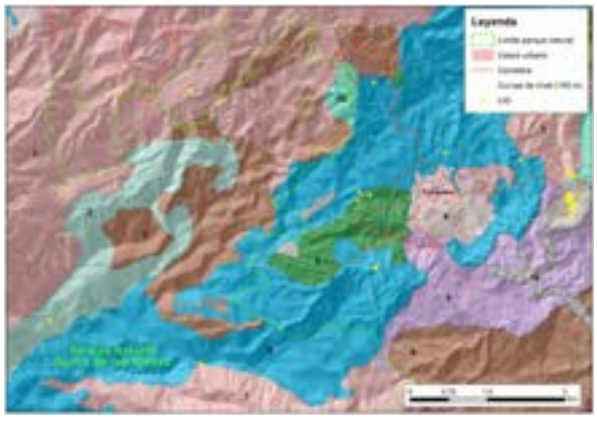


Fig. 2. Unidades geomorfológicas y lugares de interés geomorfológico del área de estudio. Fuente: Junta de Andalucía y elaboración propia.
Fig. 2. Geomorphic units and geomorphosites in the study área. Source: Junta de Andalucía and author.

-Unidades 3 y 8. Sierras sobre conglomerados y rocas granulares. Se trata de relieves montañosos de plegamiento, con profundos barrancos asociados a la dinámica fluvial. Se trata de sistemas de tipo estructural-denudativo.

-Unidad 5. Colinas y cerros estructurales, asociados a la presencia local de litologías duras, que quedan en resalte, individualizados por la acción de la arroyada superficial, originando profundos barrancos.

-Unidad 6. Se trata de una unidad geomorfológica cuyo basamento son masas travertínicas, localizadas en el contacto de los relieves de origen calcáreo y metamórficos, tipo filitas y esquistos. En algunos casos, adquieren morfologías tipo terraza, en el fondo de valles fluviales. Se corresponde con un sistema kárstico-denudativo.

-Unidad 9. Relativa a aquellos relieves en rocas intrusivas, tipo peridotitas, conformando un sistema estructural-denudativo. Son relieves de profundos barrancos, grandes desniveles y de laderas de gran longitud, rectilíneas, sobre los que actúa la arroyada concentrada cuando la cubierta vegetal escasea.

-Unidad 10. Esta última unidad hace referencia a zonas de cimas y cumbres, con crestones en sierras calizas, constituyéndose en sistema kárstico-denudativo.

Entre estas unidades, se inventariaron una serie de morfologías ocasionadas por procesos de diferente índole, sobresaliendo los de tipo estructura, kárstico y fluvial. A partir de este inventario, se seleccionaron una serie de LIG (Fig. 3), que respondían a las siguientes características:

-Tajo de la Caína. LIG asociado a la morfología estructural, con la presencia de escarpes topográficos de más 100 m, a consecuencia de un frente de cabalgamiento. Su accesibilidad es media por medio de senderos bien señalizado pero con cierta dificultad.



Fig. 3. Extracto del mapa geomorfológico en elaboración del sector oriental del futuro parque nacional Sierra de las Nieves y leyenda.
Fig. 3. Part of the geomorphological map in process from the future Sierra de las Nieves National Park and legend.

-Lapiaz del cerro del Cuco. Cercano al anterior, se localiza un buen ejemplo de lapiaz exhumado, de tamaño medio, y accesibilidad similar.

-Simas y cuevas. En la unidad 4, sobre materiales calizos del Subbético Interno, los procesos kársticos han desarrollado una amplia red de cavidades, interconectadas en muchos casos. En general, su accesibilidad es baja, aunque con importante valor científico y de gestión.

-Abrigos. Se sitúan fundamentalmente en el sector más oriental. Son varios abrigos desarrollados sobre una mesa travertínica (Mesa de Jorox), con importantes elementos prehistóricos e históricos, luego con una valoración cultural notable.

-Surgencias. En el contacto de la unidad 4 (calcárea) y 5, se sitúa una surgencia (la de río Grande), de origen kárstico, por donde se evacúa buena parte de las precipitaciones que se infiltran a través de la red de fracturas de los relieves calizos serranos. Tiene un importante valor cultural y de gestión, como demuestra el hecho de la presencia de la cercana Ermita de Porticate. Tiene buena accesibilidad.

Conclusiones

En el sector estudiado del futuro parque nacional de Sierra de las Nieves, se ha realizado una primera aproximación la valoración de su geomorfología, caracterizando sus unidades e inventario de LIG. Esto podrá complementar de modo adecuado los documentos de gestión del parque (PORN y PRUG).

REFERENCIAS

Dickey, J.S. Jr. 1970. Partial fusion products in Alpine-Type peridotites: Serranía de Ronda and other examples. Mineralogical Society of America, 3, 33-49.

González Trueba, J.J., Serrano Cañadas, E. 2008. La valoración del patrimonio geomorfológico en espacios naturales protegidos. su aplicación al Parque Nacional de los Picos de Europa. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 47, 175-194.

Martín Duque, J.F., Caballero García, J., Carcavilla Urquí, L. 2010. Organización de información geomorfológica orientada a la ordenación y gestión de espacios naturales. El caso de Covalagua y Las Tuerces (Palencia, España). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Sec. Geol., 104, 71-92.

Martín-Serrano, Á., Salazar, Á., Nozal, F., Suárez, A. 2004. Mapa geomorfológico de España a escala 1:50.000: Guía para su elaboración. Instituto Geológico y Minero de España, Área de Cartografía Geológica., Madrid, 128 pp.

Reynard, E. 2005. Geomorphosites et paysages. Geomorphologie, 3, 181-188.

Serrano, E., González Amuchástegui, M.J., Ruiz Flaño, P., González Trueba, J.J. 2009. Gestión ambiental y geomorfología: valoración de los lugares de interés geomorfológico del Parque Natural de las Hoces del Alto Ebro y Rudrón. Cuaternario y Geomorfología, 23 (3-4), 65-82.

Impulsores climáticos y antrópicos en la evolución geoambiental de la región cantábrica durante el Antropoceno: integrando registros costeros, lacustres y geomorfológicos

M. Morellón[1], J. Remondo[1], J. Bonachea[1], V. Bruschi[1], J.L. Cavallotto[2], J. Fernández-Lozano[1], L.M. Forte[2], J. E. Gómez-Arozamena[1], A. González-Díez[1], I. Hernández-Almeida[3], M. Leira[4], C. Morales del Molino[5], V. Rivas[1], C. Sierra-Fernández[1] y A. Cendrero[1]

[1] *Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria, Santander, Cantabria*
[2] *Instituto de Geomorfología y Suelos (IGS), Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina*
[3] *Department of Earth Sciences, ETH-Zürich, Zürich, Switzerland*
[4] *Department of Geology, Universidade de Lisboa. Lisboa, Portugal*
[5] *Institute of Plant Sciences and Oeschger Centre for Climate Change Research, University of Bern, Berna, Switzerland*

CLIMATE AND HUMAN DRIVERS IN THE GEOENVIRONMENTAL EVOLUTION OF THE CANTABRIAN REGION DURING THE ANTHROPOCENE: INTEGRATING COASTAL, LAKE AND GEOMORPHOLOGICAL RECORDS: The GECANT project aims at understanding how recent warming and increasing human activities have affected the dynamics of the Cantabrian region watersheds, which experience higher human pressure than most other areas of the Iberian Peninsula. To achieve this goal we will use a multi-archive approach, integrating high-resolution lake and estuarine records located across geographical (W to E) and altitudinal (2200 to 0 m a.s.l.) transects, covering the whole range of climatic conditions and levels of human impact in this region. A multidisciplinary strategy, including geomorphological and paleolimnological approaches, will provide in-depth knowledge of human and climatic-induced environmental changes. The project will focus on three main components of watershed dynamics: sediment delivery and depositional dynamics, heavy metal loads and carbon fluxes. We expect this approach will contribute to better understand the nature, timing, spatial variability and consequences of human activities and climate change at a watershed scale.

Palabras clave: Antropoceno, impacto humano, cambio climático, cuencas, lagos, estuarios
Key words: Anthropocene, human impact, climate change, watersheds, lakes, estuaries

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

La sostenibilidad en el uso de los recursos naturales y la ordenación del territorio, en el contexto del cambio climático y el aumento de la presión humana sobre los ecosistemas, constituye uno de los principales retos de las sociedades y la comunidad científica del siglo XXI. Durante los últimos siglos, y particularmente, desde la Revolución Industrial, la intervención humana en el medio ha aumentado significativamente, causando un intenso impacto en los procesos que determinan la dinámica del Sistema Tierra y dando lugar al llamado Cambio Global (Stefen et al., 2004). Estas transformaciones han experimentado una profunda aceleración durante la segunda mitad del siglo XX, causando cambios importantes en el funcionamiento del planeta más allá del rango natural de variabilidad del Holoceno (últimos 11,700 años). Diversos autores afirman que el planeta está en una situación sin precedentes, lo que ha llevado a proponer que estamos inmersos en una nueva era geológica: el Antropoceno (Crutzen et al., 2002). En este contexto, es esencial predecir de la forma más exacta posible cómo los ecosistemas y las sociedades responderán a estos cambios, para diseñar políticas adecuadas de mitigación y adaptación. Para alcanzar este objetivo es necesario reconstruir de forma detallada las condiciones geoambientales pasadas registradas antes de la industrialización y de esta forma estimar la cronología y contribuciones antropogénicas y naturales a los cambios observados. El proyecto GECANT se centra en abordar este problema desde una estrategia multidisciplinar, a escala de cuenca, que integre estudios geomorfológicos detallados que a su vez contribuyan a mejorar el conocimiento de las dinámicas geomorfológicas de estas cuencas y el análisis de sedimentos costeros y lacustres, utilizando un amplio rango de indicadores para reconstruir tasas de erosión, contaminación

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

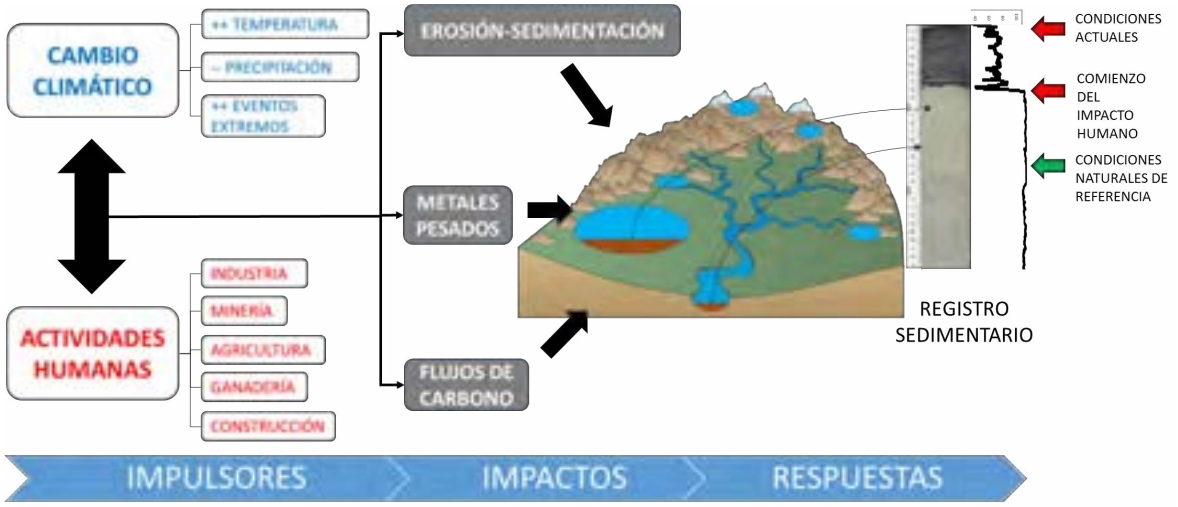


Fig. 1. Esquema conceptual con los principales impulsores de cambio geoambiental, impactos y sus respuestas en las cuencas, registradas en los archivos sedimentarios naturales
Fig. 1. Workflow scheme with the main drivers of geoenvironmental change, impacts and responses in watersheds, recorded in natural sedimentary archives



Fig. 2. Mapa físico del área de estudio con los registros sedimentarios antropocenos disponibles y a analizar
Fig. 2. Physical map of the study area with Anthropocene sedimentary records available and to be analyzed

por metales pesados, flujos de carbono y cambios ecológicos (Fig. 1). El objetivo de este trabajo es presentar los resultados preliminares de este proyecto y el trabajo a desarrollar en el futuro.

Área de estudio

La región cantábrica abarca una extensión longitudinal aproximada de 500 km y una superficie de unos 30000 km^2 (Fig. 2). Desde el punto de vista geológico, se divide en dos grandes conjuntos: el área occidental —formada por rocas de edad precámbrica y paleozoica pertenecientes al Macizo Ibérico (zona asturoccidental-leonesa y zona cantábrica)— y el área oriental,

mayoritariamente formada por materiales mesozoicos y cenozoicos de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Vera, 2004). La zona está caracterizada por un fuerte gradiente altitudinal, desde ca. 2600 m s.n.m. hasta el nivel del mar, en una distancia horizontal de unos 25 a 60 km. El clima de la zona es mayoritariamente de tipo oceánico templado y húmedo y se caracteriza por temperaturas medias suaves y estables (entre 12 y 13°C) y precipitaciones comparativamente superiores a otras zonas de la península ibérica (de 1000 a 2000 mm). Desde el punto de vista de la vegetación, la región cantábrica forma parte de región biogeográfica eurosiberiana, junto con los Pirineos, buena parte de Galicia, y el norte de Portugal, limitando al sur con la mediterránea.

Las características físicas de esta zona —caracterizada por elevados gradientes altitudinales, heterogeneidad geológica y

paisajística— junto con su relativamente mayor desarrollo industrial ocurrido durante los siglos XIX y XX, en comparación con otras zonas del sur de Europa, hacen de esta región un laboratorio natural único para analizar los efectos sinérgicos de actividades humanas y cambio climático en las cuencas.

Metodología

En este trabajo se muestran los resultados de un total de 10 registros sedimentarios de estuarios localizados en la zona central-oriental y 2 de lagos (La Cueva (Somiedo) y Enol) (Fig. 2). Los sondeos de estuarios se han recuperado con un sistema de percusión y se dataron mediante ^{137}Cs y ^{210}Pb en el Laboratorio de Radiactividad de la Universidad de Cantabria. Los sedimentos lacustres se han obtenido con sondeadores de gravedad en las zonas más profundas de los lagos y se dataron por el mismo método en el *Science Museum of Minnesota* (EE UU). En ambos casos, se aplicó el modelo de *"Constant Rate of Supply*" (Appleby, 1978) para obtener la edad absoluta de los sedimentos en cada profundidad. El proyecto analizará la actividad reciente de procesos geomorfológicos en las cuencas vertientes. También se centrará en ampliar la base de datos, con la recuperación de sondeos en otros 5 lagos de la región situados en ambientes geomorfológicos y socioeconómicos diferentes (Fig. 2) para su datación radiométrica y análisis multiproxy (sedimentología, geoquímica elemental, incluidos metales pesados; contenidos en carbono e indicadores biológicos).

Resultados preliminares

La región cantábrica ha estado sometida a grandes transformaciones geomorfológicas, durante el pasado siglo XX, tanto a través de procesos de erosión (destrucción) como de sedimentación (construcción) y relacionadas con un mayor impacto de las actividades de construcción de infraestructuras y minería. Las estimaciones llevadas a cabo por Rivas et al., (2006) indican que la tasa de denudación en el Valle del Río Besaya (Cantabria) ascendería a 3,2 mm/año, frente a la tasa natural promedio en la zona de 0,01 mm/año.

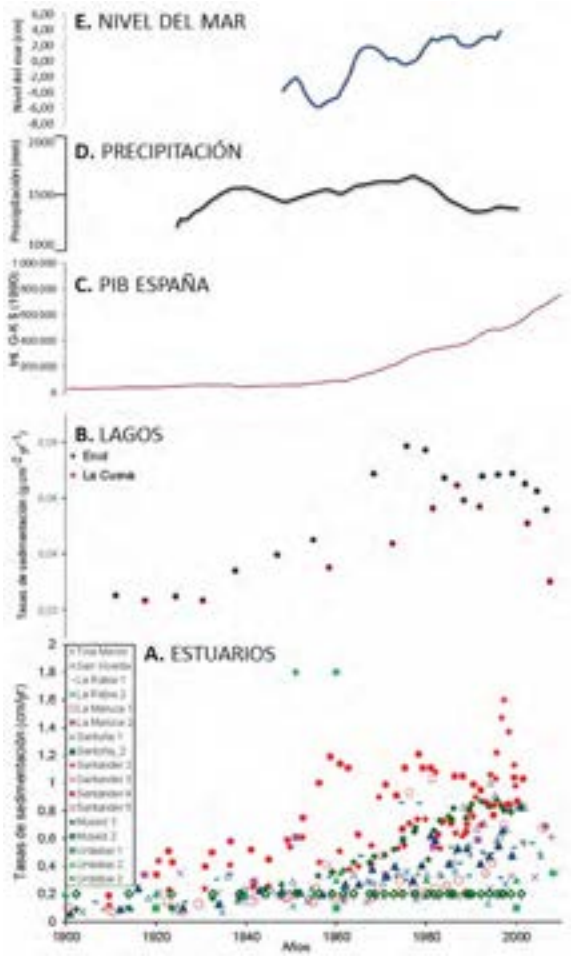


Fig. 3. A. Tasas de sedimentación en estuarios del Cantábrico central y oriental (a partir de Irabien et al., (2008) y Bruschi et al., (2013)), B. lagos Enol (López-Merino et al., 2011) y la Cueva (Morellón et al., 2016) comparados con: C. evolución del Producto Interior Bruto (PIB) en España, D. variación media de las precipitaciones anuales totales en la costa cantábrica oriental (media móvil de 10 años) y E. nivel medio del mar en el mareógrafo de Santander (Marcos et al., 2005)

Fig. 3. A. Sedimentation rates in central-Eastern Cantabrian Sea estuaries (from Irabien et al., (2008) and Bruschi et al., (2013)), B. lakes Enol (López-Merino et al., 2011) and La Cueva (Morellón et al., 2016) compared with: C. Gross Home Product (GDP) in Spain,, D. mean annual rainfall in the Eastern Cantabrian coast (10 yr moving average) and E. mean sea level measured in the tide gauge of Santander (Marcos et al., 2005)

Los registros lacustres disponibles en zonas más altas de la región (La Cueva (Somiedo) y Enol) muestran tendencias similares en las tasas de sedimentación, pero también descensos notables desde la década de los años 90 del siglo pasado (López-Merino et al., 2011; Morellón et al. 2016), que indicarían un progresivo y reciente descenso en la presión humana (Fig. 3). Sin embargo, otros indicadores reflejan una tendencia

progresiva a la eutrofización como resultado de los efectos sinérgicos del calentamiento global y el impacto humano en estas zonas. Por lo tanto, la obtención de nuevos registros permitirá estudiar un rango más amplio de condiciones climáticas e impacto humano en la región, que permita reconstruir la variabilidad espacio-temporal de los cambios registrados e identificar los impulsores antrópicos y climáticos de los mismos.

Conclusiones

Las evidencias geomorfológicas y sedimentarias demuestran un aumento significativo en las tasas de sedimentación de estuarios y lagos cantábricos durante la segunda mitad del siglo XX, lo que sugiere un origen esencialmente antrópico para dicho aumento.

La ampliación de este estudio a cuencas lacustres situadas en contextos de impacto humano y condiciones climáticas diferentes a los ya analizados, junto con la aplicación de otros indicadores, permitirán mejorar el análisis de la variabilidad espacio-temporal en las tasas de erosión y sedimentación, la contaminación por metales pesados, flujos de carbono y cambios ecológicos en el contexto de fuerte influencia humana sobre el medio.

Agradecimientos
Este trabajo se ha desarrollado en el marco de los proyectos GECANT (CGL2017-82703-R) y 29.P001.64004, financiados por el MINECO y la Universidad de Cantabria, respectivamente.

REFERENCIAS

Appleby, P.G., Oldfield, F. 1978. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. Catena 5, 1-8.

Bruschi, V.M., Bonachea, J., Remondo, J., Gómez-Arozamena, J., Rivas, V., Méndez, G., Naredo, J.M., Cendrero, A. 2013. Analysis of geomorphic systems' response to natural and human drivers in northern Spain: Implications for global geomorphic change. Geomorphology 196, 267-279.

Crutzen, P.J. 2002. Geology of mankind. Nature 415, 23-23.

Irabien, M.J., Cearreta, A., Leorri, E., Gómez, J., Viguri, J. 2008. A 130 year record of pollution in the Suances estuary (southern Bay of Biscay): Implications for environmental management. Marine Pollution Bulletin 56, 1719-1727.

López-Merino, L., Moreno, A., Leira, M., Sigró, J., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B., López-Sáez, J., Brunet, M., Aguilar, E. 2011. Two hundred years of environmental change in Picos de Europa National Park inferred from sediments of Lago Enol, northern Iberia. Journal of Paleolimnology 46, 453-467.

Marcos, M., Gomis, D., Montserrat, S. 2005. Consistency of long sea-level time series in the northern coast of Spain. Journal of Geophysical research 110, 1-13.

Morellón, M., Vegas, J., Mata, M.P., Vicente de Vera, A., Rodríguez-García, J.A., Sánchez-España, F.J., Barreiro-Lostres, F. 2016. The environmental impact on the geomorphology of high-mountain areas: The sedimentary record of Lake La Cueva (Somiedo Natural Park, Asturias). Comprendiendo el relieve: del pasado al futuro. IGME, Madrid (Spain), 135 - 142.

Rivas, V., Cendrero, A., Hurtado, M., Cabral, M., Giménez, J., Forte, L., del Río, L., Cantú, M., Becker, A. 2006. Geomorphic consequences of urban development and mining activities; an analysis of study areas in Spain and Argentina. Geomorphology 73, 185-206.

Steffen, W., Sanderson, R.A., Tyson, P.D., Jäger, J., Matson, P.A., Moore III, B., Oldfield, F., Richardson, K., Schellnhuber, H.J., Turner, B.L. 2004. Global Change and the Earth System: a planet under pressure. Springer, Berlin, 336 pp.

Vera, J.A. 2004. Geología de España. Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 884 pp.

Balance de sedimentos en el río Cinca (Pirineos Centrales): impacto de los embalses y los tributarios en la carga sedimentaria

E. Muñoz-Narciso [1], D. Vericat [1,2], T. Francke [3] y R.J. Batalla [1,4,5]

[1] *Grupo de Investigación de Dinámica Fluvial (RIUS), Dpt. Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida, Lleida, Catalunya*
[2] *Centre Tecnològic Forestal de Catalunya, Solsona, Catalunya.*
[3] *Dept. of Hydrology & Climatology, Institute of Earth and Environmental Science. University of Potsdam. Potsdam-Golm (Germany)*
[4] *Institut Català de Recerca de l'Aigua (ICRA), Girona, Catalunya*
[5] *Facultad de Ciencias Forestales y Recursos Naturales, Universidad Austral de Chile, Valdivia (Chile)*

The sediment budget of the River Cinca (Central Pyrenees): the role of dams and tributaries. This paper presents the preliminary results of the sediment budget of the Cinca River (Southern Pyrenees). Flow and sediment data was obtained in a total of seven monitoring sections located at different strategic locations in the basin (9667 km^2). Data was registered at 15-minute intervals during one hydrological year (i.e 2015-2016). The results show the impact of the Mediano-Grado reservoirs system (i.e. 828.2 hm^3 of storage capacity) in terms of reducing the sediment load downstream. A total of 90.000 t/y are transferred form the headwaters of the Cinca, but these are trapped into the reservoirs. Suspended sediment load is quickly recovered, reaching 75.000 t/y 45 km downstream. Sediment recovery is mainly driven by small tributaries.

Palabras clave: Río Cinca, dinámica hidro-sedimentaria, balance de sedimentos, embalses, impactos antrópicos.
Key words: Cinca river, hydro-sedimentary dynamics, sediment budget, reservoirs, human impacts.

Introducción

La mayoría de los ríos mediterráneos están sujetos a impactos antrópicos (e.g. embalses, extracciones de áridos, canales de irrigación) que alteran el régimen hidro-sedimentario (e.g. Williams y Wolman, 1984; Batalla et al., 2004; Vericat y Batalla, 2006) y afectan el funcionamiento del ecosistema fluvial (Ward y Stanford, 1979). De manera general, estos impactos reducen la magnitud y frecuencia de crecidas, la aportación hídrica y la carga total de sedimentos. Además, dichas alteraciones, también alteran la dinámica hidro-sedimentaria y las características morfo-sedimentarias de los cauces.

De manera específica, los embalses son un claro ejemplo de la interrupción en la continua transferencia de agua y sedimentos, causando un fuerte desequilibrio hidro-sedimentario aguas abajo (Kondolf, 1997). Además de interrumpir la dinámica sedimentaria, aguas abajo de los embalses, la estabilidad del lecho puede provocar el crecimiento de algas y biofilm, con posibilidad de alterar la hidráulica y la morfología del cauce (Salant, 2011), y los patrones de sedimentación (Kouwen y Unny, 1973) convirtiéndose, de esta forma, en una causa adicional de estabilización sedimentaria. Las extracciones de áridos, modifican la morfología del rio, reduciendo la disponibilidad de sedimento en el cauce. Los impactos descritos, afectan la dinámica morfo-sedimentaria del cauce (Batalla et al., 2006).

El objetivo principal de este trabajo es la realización de un balance sedimentario (i.e. sedimento en suspensión) e hidrológico en una de las cuencas principales de los Pirineos, la cuenca del río Cinca. Este trabajo proporcionará datos relevantes para entender la producción de sedimentos en la cabecera de la cuenca, el impacto de los embalses en la parte intermedia (i.e. actuando como zonas trampa), y el estudio de la recuperación de la carga sedimentaria aguas abajo (*"sediment recovery")* debido al aporte de afluentes no regulados con un mayor o menor dinamismo (e.g. Alcanadre y Vero, respectivamente).

Area de estudio

El área de estudio se sitúa al NE de la Península Ibérica (Fig. 1). La cuenca del Cinca, con un área de ~9667 km^2, y una longitud de 191km (río Cinca), se convierte en uno de los afluentes más importantes en la cuenca del Ebro (i.e. aporte hidro-sedimentario). Localizada en el Pirineo Central, destaca la

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

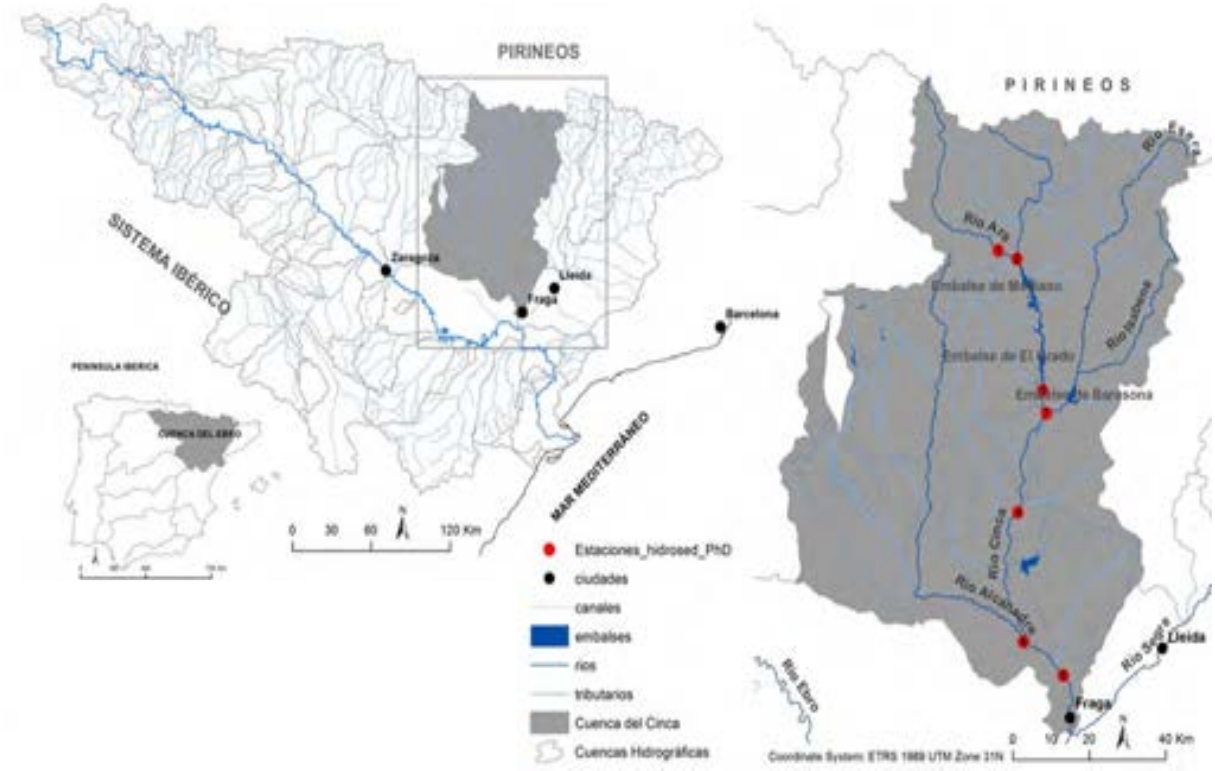


Fig 1: Localización del área de estudio (Cuenca del Ebro, NE Península Ibérica), ubicación de las estaciones de medida hidro-sedimentaria la Cuenca del río Cinca.
Fig. 1. Location of the study area (Ebro Basin, NE Iberian Peninsula), situation of the hydro-sedimentary measurement of the Cinca River Basin.

heterogeneidad del conjunto de la cuenca en términos geomorfológicos (i.e. fuerte gradiente altitudinal: de 3350 msnm a 120msnm), climáticos y de usos de suelo; con una marcada transición entre las zonas de cabecera (mayores elevaciones del Pirineo) hasta la Depresión central del Valle del Ebro. El régimen de precipitaciones es muy variable, con transición norte-sur; en cabecera la precipitación total es >1500mm/año, descendiendo meridionalmente hacia los ~500 mm/año en el Cinca Medio y los <300 mm/año del Bajo Cinca.

La cuenca está regulada por 3 grandes embalses: el sistema Grado-Mediano (capacidad de 834.5 hm^3, construcción 1959-1969) en el río Cinca, y por el de Barasona (capacidad de 84.7 hm^3, construcción 1932) en el río Ésera. Además, también existen otros pequeños embalses y azudes de menor entidad. La finalidad principal es el abastecimiento de regadío para las grandes extensiones agrícolas de las zonas medias y bajas del Cinca. Su impacto en la dinámica hidro-sedimentaria de la parte media y baja es muy elevado, así como en los cambios morfológicos sufridos a partir de su construcción (Muñoz-Narciso et al., 2018). El Índice de Regulación es de 0.35 (IR, calculado por Batalla et al., 2004), lo que indica que los embalses tienen la capacidad de regular el 35% de la aportación hídrica de la cuenca.

Metodología

Se ha monitorizado el caudal y el transporte de sedimentos en suspensión en un total de 7 estaciones (Figura 1 y 2). La ubicación de estas se ha basado en zonas estratégicas de entrada y salida de agua y sedimentos de la cuenca para la realización del balance. La frecuencia de los datos de caudal y SSC es quinceminutal.

Balance hidrológico

Los datos de caudal se han obtenido a partir de datos oficiales de las estaciones de aforo de río Ara en Boltaña, río Cinca en Fraga, río Alcanadre en Ballobar, y salida del embalse de El Grado; todos ellos datos ofrecidos por la

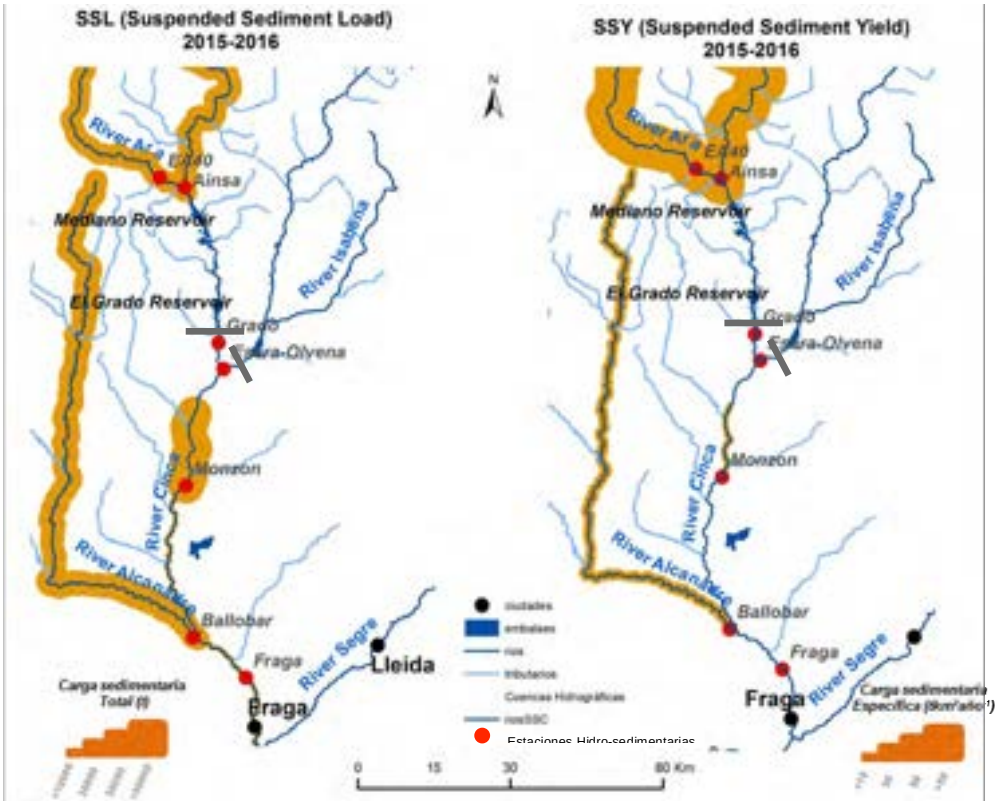


Fig 2: Balance sedimentario para el año hidrológico 2015-2016 en la cuenca del Cinca. Carga sedimentaria total (t, toneladas: izquierda) y Carga sedimentaria específica (tkm², derecha).
Fig, 2, The Sediment Budget of the Cinca River (2015-2016) expressed as Suspended Sediment Load and Specific Sediment Yield.

	Cinca-Ainsa	Ara	Cinca-El Grado	Cinca-Monzón	Alcanadre
$SSC_{med}(gl^{-1})$	0.03	0.05	-	0.05	0.10
$SSC_{max}(gl^{-1})$	9.06	3.78	-	0.90	2.57
$SSC_{min}(gl^{-1})$	0.00	0.10	-	0.00	0.02
$SD(gl^{-1})$	0.24	0.17	-	0.05	0.14
SSL(10^6t)	**0.048**	**0.043**	**-**	**00.75**	**0.050**
SSY ($tkm^2año^{-1}$)	**56.07**	**59.24**	**-**	**11.60**	**14.66**

Tabla 1. Concentraciones de Sedimentos en Suspensión (SSC), Carga Total (SSLoad) y Específica (SSYi eld) para el año hidrológico 2015-2016 en las secciones de monitoreo de la Cuenca del Cinca (ver ubicación en Fig. 2),
Tabla 1. Suspended Sediment Concentrations (SSC), Loads (SSL) and Yield (SSY) for 2015-2016 hydrological year at the monitoring sections of the Cinca basin (see location in Fig. 2).

Confederación Hidrográfica del Ebro-Servicio Automático de Información Hidrológica-SAIH, (en adelante, CHE-SAIH). También se han utilizado datos de profundidad del agua en el río Cinca en Monzón (CHE-SAIH), y en el río Cinca en Aínsa y el río Ésera en Olvena, en este caso corresponden a datos obtenidos mediante sondas de presión (i.e. TruTrack® WT-HR y sensor Campbell CS451). Las curvas de tarado (i.e. relación profundidad agua -h- y caudal –Q-) se han calculado mediante el uso de equipos acústicos equipados con la tecnología Doppler (i.e. aDCP-river surveyor M9) para la obtención de caudal y secciones topográficas. Estas secciones se han comparado y validado con las curvas h/Q del CHE-SAIH. Para la estación de Ésera-Olvena las secciones topográficas fueron medidas mediante rtk-GPS (Leica VIVA ® GS15), la rugosidad de la sección ha sido extraída a partir de la caracterización granulométrica del lecho por el método de Wolman (1954), y se han realizado aforos con velocímetro (i.e. Valeport ® 801 Flow Meter).

Balance sedimentario.

En 5 de las 7 estaciones muestreadas los datos de concentración de sedimento en suspensión (i.e. SSC), se han medido mediante sensores de turbidez (i.e. NEP 1000 y 3000 NTUs, Campbell® OBS 3000, OBS-3+) y muestreadores automáticos tipo ISCO. Los datos se han almacenados en dataloggers

Campbell® CR200x. En las 2 estaciones restantes (Cinca-Monzón y Cinca-Fraga) los datos de turbidez utilizados provienen de las estaciones de calidad de aguas SAICA (i.e. red de alerta de calidad de aguas, CHE).

La calibración de los sensores (i.e. relación de turbidez- NTU- con SSC g/l) se ha llevado a cabo mediante la obtención de muestras de SSC en eventos competentes mediante ISCOs y muestras manuales (aproximadamente 1000 muestras, cubriendo todo el rango de medida de los sensores), filtradas y secadas en laboratorio (i.e. microfibra de tamaño 1.2 µm).

En las estaciones de Ésera-Olvena y Cinca-Grado el balance se ha realizado recogiendo muestras puntuales de SSC (i.e. ISCOs) en eventos competentes.

Resultados preliminares

Se presentan los resultados del balance sedimentario en la Cuenca del río Cinca para el año hidrológico 2015-2016, (ver tabla 1, figura 2), sin incluir las estaciones de Ésera-Olvena y Cinca-Fraga, que están en revisión. En las zonas de cabecera, las cuales representan las áreas fuente de sedimentos y presentan un relativamente bajo impacto antrópico (ríos Ara y Cinca en Aínsa) se han transportado más de 90.000 toneladas de sólidos en suspensión (entrada en el embalse de Mediano), suponiendo una carga específica de 115 t/km^2. Esta cantidad es 10 veces mayor que la cuantificada en la parte media y baja de la cuenca (11 y 15 t/km^2, respectivamente). Se considera que la totalidad de la diferencia de carga registrada es retenida en los embalses de Grado y Mediano (Figura 1).

La figura 2 muestra la distribución espacial de la carga sedimentaria. Los resultados indican que existe una recuperación sedimentaria importante, aguas abajo del embalse de Grado. El río recupera y transporta un total de 75.000 t/año, tan solo 45km aguas abajo de la última presa. Aunque se trata de resultados preliminares (en revisión) que se verán muy ampliados cuando se añada las estaciones restantes y todo el período temporal, se considera que este incremento se podría explicar por los aportes del río Vero en este tramo de cuenca (cuenca poco impactada, con alta disponibilidad de sedimento). Además, 40km aguas abajo, en el margen derecho del río, el río Alcanadre (SSL = 50000 t, levemente impactado), acentúa la recuperación sedimentaria tal y como muestra la figura 2 y la tabla 1.

Este estudio es fundamental para proporcionar información referente al aporte sedimentario del río, los posibles efectos de futuros impactos, y para diseñar programas de restauración fluvial en el marco de los Planes de Cuenca.

Agradecimientos

El primer autor tiene un contrato pre-doctoral del MECD (FPU 13/00168). Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos Morphsed (CGL2012-36394) y MorphPeak (CGL2016-78874-R), financiados por Ministerio de Economía y Competitividad y Fondos FEDER. Los autores forman parte del Grupo de Investigación de Dinámica Fluvial-RIUS, Grupo Consolidado reconocido por la Generalitat de Catalunya (2014 SGR 645). Se agradece el CERCA Programme de la Generalitat de Catalunya; y la información ofrecida por la Confederación Hidrográfica del Ebro, específicamente, al Sistema Automático de Información Hidrológica y Calidad de Aguas.

Bibliografía

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., Unny, T.E 1973. Flexible roughness in open channel. Journal of the Hydraulics Division, ASCE, 99, 713-728.

Muñoz-Narciso, E., Vericat D., Smith, M., Batalla, R.J. 2018. Cambios morfológicos (1956-2012) en un río de gravas afectado por múltiples impactos antrópicos (río Cinca, Pirineos Centrales). En: XV Reunion Nacional de Geomorfología, (en prensa).

Salant, N.L. 2011. 'Sticky business': The influence of streambed periphyton on particle deposition and infiltration. Geomorphology, 126: 3-4. Special Issue, 350-363.

Ward, J.A. y Stanford J.A. 1979. The Ecology of Regulated Streams. Plenum Press: New Cork.

Williams, G.P. y Wolman, M.G. 1984. Downstream Effects of Dams on Alluvial Rivers. US Geological Survey Professional Paper 1986.

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

Avance de nuevos datos sobre el glaciarismo de Sierra Nevada

D. Palacios Estremera[1], A. Gómez Ortiz[2], J. Alcalá Reygosa[3], M. Oliva [2], L.M. Tanarro[1], F. Salvador Franch[2] y N. Andrés de Pablo[1]

[1] *Departamento de Geografía, Universidad Complutense de Madrid, Madrid*
[2] *Departamento de Geografía, Universidad de Barcelona, Barcelona, Catalunya*
[3] *Departamento de Geografía Física, Universidad Nacional Autónoma de México, México DC, México*

NEW DATA ON THE GLACIAL EVOLUTION OF SIERRA NEVADA: Sierra Nevada included the southernmost glaciers in Europe during the cold Quaternary stages until their definitive disappearance at the end of the Little Ice Age (LIA). In this communication, we introduce new ages from cosmogenic radionuclide datings (Cl^{36} isotope) obtained from moraine boulders in two areas of Sierra Nevada: (a) Valle del Poqueira, in the Naute ravine two samples reported ages around 140 ka; (b) Guarnón headvalleys, within the Veleta cirque, three samples yielded ages between 660, and 300 years, which correspond to the centuries XIV to XVIII, respectively. The chronology from Naute valley suggest the existence of a glacial stage occurred prior to the Würm glaciation (in Alpine terminology) in the summits of the Sierra Nevada. Regarding the Veleta cirque, data confirm the existence of a glacier during the LIA, with a maximum advance in the mid-14th century and another expansion during the Maunder Minimum (1645-1715).

Palabras clave: Sierra Nevada, Cuaternario, glaciares, Riss, Pequeña Edad de Hielo.
Key words: Sierra Nevada, Quaternary, glaciers, Riss, Little Ice Age.

Introducción

Durante la última década el número y calidad de los trabajos relativos a la reconstrucción de la cronología de fases glaciares en la Península Ibérica, desde la Última Glaciación hasta nuestros días, ha experimentado un incremento notable. El uso de isótopos cosmogénicos para el establecimiento de las fechas de construcción de morrenas y de pulimiento glaciar ha permitido una mejora sustancial del conocimiento del calendario de la Última Glaciación y posterior deglaciación (Gómez Ortiz et al., 2012; Palacios et al., 2015a,b, 2016). No obstante, determinadas fases frías cuaternarias permanecen aún poco exploradas. Éste es el caso de aquéllas anteriores a la Última Glaciación, particularmente la inmediata anterior, conocida en la nomenclatura alpina como Riss. De las fases glaciares recientes en las montañas peninsulares la más estudiadas ha sido la Pequeña Edad de Hielo (PEH), particularmente a partir de fuentes documentales (González Trueba et al., 2008; Gómez Ortiz et al., 2009, 2018). No obstante, la datación por isótopos cosmogénicos para determinar fases tempranas de la PEH aún no sido llevaba a cabo en las montañas ibéricas, al contrario de lo que sucede en otras cordilleras, donde el uso del isótopo Be^{10} está permitiendo diferenciar con gran precisión distintos avances dentro de este periodo (Schimmel-pfennig et al., 2014, Li et al., 2016; Dong et al., 2017; Le Roy et al., 2017). Esta comunicación adelanta nuevos datos (Palacios et al., 2018) que amplían el rango de edades obtenidas anteriormente por los autores sobre la evolución glaciar de Sierra Nevada (Gómez Ortiz et al., 2012; Palacios et al., 2016). Por ello, se han muestreado registros de parajes significativos cuya edad permite demostrar una posible glaciación anterior al último máximo glaciar y avances neoglaciares.

El macizo de Sierra Nevada

Sierra Nevada es un macizo alpino instalado en el SE de la Península Ibérica. Sus cumbres, las más altas de la Península Ibérica (Mulhacén, 3.478 m; Veleta, 3.398 m), albergaron durante el Cuaternario los glaciares más meridionales de Europa. Así también sucedió con los pequeños focos desarrollados durante la PEH. Los sistemas glaciares cuaternarios quedaron encerrados en los altos valles y en diferentes

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

orientaciones disponiéndose en el tramo más occidental de la Sierra (Picón de Jeres, 3.090 m - Cerro del Caballo, 3.013 m), que es donde los cordales superan los 3.000 m. La morfología labrada por los hielos resulta significativa en formas erosivas y deposicionales, lo que otorga singularidad al paisaje (Gómez Ortiz et al., 2002). En cuanto a la cronología glaciar queda sintetizada en la tabla 1.

Los sectores donde se han detectado y analizado registros anteriores a la Última Glaciación y también avances neoglaciares corresponden a:

a) Vertiente sur, alto valle del Poqueira (ramal Naute). De él interesa el fragmento izquierdo de su morrena lateral instalada entre 2.270 m y 2.093 m, en las cercanías del cortijo de Las Tomas. La morrena se encuentra desmantelada por la erosión, aunque débilmente colonizada por especies orófitas. En su cresta alomada incluye bloques estabilizados de gran calibre.

b) Vertiente norte, Circo del Guarnón. Se presta atención a las diferentes generaciones de morrenas sobreimpuestas delimitando el frente y margen occidental de la base del Corral del Veleta (3.100 m). En su conjunto se trata de un cordón morrénico fronto-lateral al que se han adosado diferentes segmentos de morrenas más recientes conformadas por paquetes de bloques de calibre heterogéneo, algunos estabilizados

Fase	Cronología y evidencias geomorfológicas
Pre-Última Glaciación	Desconocida, aunque se sugiere a partir de la evolución de circos a distintas altitudes, índices de desgaste de material morrénico a cotas muy bajas y evolución de suelos (Hempel, 1960; Messerli, 1965; Sánchez-Gómez, 1990).
Última Glaciación	Dos avances glaciares en torno a 30-32 and 19-20 ka (Gómez Ortiz et al., 2012, Palacios et al., 2016).
Deglaciación	Dos avances glaciares durante el Oldest Dryas (~17 ka) y el Younger Dryas (~12-13 ka) (Palacios et al., 2016).
Holoceno	Retroceso glaciar durante el Holoceno inferior (~9-10 ka) (Palacios et al., 2016). Tres etapas con la formación de glaciares durante el Holoceno superior (~2.8-2.7, 1.4-1.2 ka cal BP y PEH) (Oliva y Gómez Ortiz, 2012)
PEH	De 1440 a 1710 AD existió un glaciar en el circo Mulhacén, y otro glaciar en el Corral del Veleta hasta mediados del siglo XX (Gómez Ortiz et al., 2009, 2018; Oliva y Gómez Ortiz, 2012).

Tabla 1. Principales fases glaciares en Sierra Nevada.
Table 1. Main glacial stages in Sierra Nevada.

Metodología

Para obtener la edad de las morrenas anteriores a la última glaciación (valle de Poqueira) y de la PEH (Corral del Veleta) hemos calculado la abundancia del isótopo cosmogénico Be^{10} sobre la superficie de bloques estables, bien conservados y que sobresalían de los respectivos cordones morrénicos. El tratamiento de las muestras se realizó en el "Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques (LN2C) del Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE), en Aix-en-Provence (Francia). Para calcular las edades Be^{10}, usamos (Martin et al., 2017; http://crep.crpg.cnrs-nancy.fr/#/init). El método de escala Lm dependiente del tiempo de Lal / Stone (Lal, 1991; Stone, 2000) se utilizó junto con la media mundial de la tasa de producción de espalación de nivel del mar / alta latitud Be10 de 4,13 ± 0,20 átomos g-1 año-1 con una densidad de roca de 2.7 g cm-3, y un modelo de atmósfera y de datos geomagnéticos estándar. Por lo que respecta a la cronología obtenida del Corral del Veleta, se ha tenido en consideración, además, la información procedente de documentos históricos de viajeros y científicos a partir del siglo XVII, lo que ha permitido precisar mejor en el tiempo determinados procesos geomorfológicos (Gómez Ortiz et al., 2018).

Resultados y discusión

Los resultados cronológicos obtenidos de las muestras glaciares analizadas se resumen en los siguientes puntos:

El caso del alto valle del Poqueira

El análisis geomorfológico detallado del paraje cercano al cortijo de Las Tomas, en concreto el segmento de morrena muestreado, denota una diferenciación marcada en su modelado respecto a otro segmento de morrena más reciente instalado también en la vertiente izquierda del mismo valle, pero dispuesto aguas arriba a una distancia de 751

m y un desnivel superior de 343 m. La principal diferencia que muestra la morrena estudiada respecto a esta última, que está datada en 29,9 ka, es su alto grado de deterioro, reflejado en el perfil alomado y desmantelado de sus formas que atribuimos a una erosión prolongada en el tiempo, lo que justificaría su antigua construcción y estabilización (alrededor de 140 ka, según las muestras de bloques analizados).

El razonamiento geomorfológico que hacemos junto a la datación obtenida de la morrena estudiada permite instalarla en una glaciación anterior al último ciclo glaciar pleistoceno y asociarla a un sistema glaciar más extenso y desarrollado al que perduró durante el último máximo glaciar en este mismo valle.

El caso del Corral del Veleta

Las muestras extraídas de la vertiente externa e interna de la loma morrénica que cierra el Corral del Veleta han reportado edades entre 660 y 300 años, respectivamente. La primera de ellas marca una fase de expansión en un primer repunte frío y húmedo de la PEH en torno a mediados de siglo XIV. Ello enlaza con evidencias de carácter sedimentológico en otras montañas ibéricas que atestiguan el inicio de la PEH en el sur de Europa (Oliva et al., 2018).

Las otras dos dataciones del margen interno de la morrena nos sugieren su deposición entre mediados del siglo XVII y principios del XVIII, respectivamente. Esta fase también es sincrónica con las descripciones de fuentes documentales y otros registros naturales en las más altas montañas peninsulares, que sugieren la máxima combinación de frío y humedad durante el Mínimo solar de Maunder (1645-1715) (Oliva y Gómez Ortiz, 2012; Gómez Ortiz et al., 2018; Oliva et al., 2018).

Conclusiones

La interpretación de los resultados geomorfológicos obtenidos más aquellos otros procedentes de los análisis de muestras seleccionadas en sectores del alto valle del Poqueira y Corral del Veleta han venido a mostrar en Sierra Nevada la posible existencia de una glaciación antigua, anterior al último máximo glaciar cuaternario y, al tiempo, la posibilidad de avances neoglaciares previos a la PEH.

La existencia de una hipotética glaciación antigua en la Sierra fue emitida hace décadas por diferentes autores, aunque sin precisar edades absolutas de acontecimientos geomorfológicos. La presente comunicación retoma esta hipótesis y aporta, por primera vez, edades absolutas relativas a la estabilización de morrenas en valles en torno a 140 ka, lo que vendría a sumar datos en favor de la existencia de un glaciarismo antiguo en Sierra Nevada. Sin embargo, los autores de este trabajo son de la opinión que los nuevos datos ahora aportados deben ser consolidados con nuevas aportaciones procedentes de registros morfológicos de enclaves significativos de la Sierra y así ratificar más sólidamente la idea de un glaciarismo antiguo. Al respecto, los parajes candidatos son el declive del Pandero del Mulhacén, donde se incluyen diferentes bloques erráticos. También el tramo más bajo del alto valle del Poqueira, en las cercanías de la Hoya del Capitán, donde pudiera haber quedado rastro del avance máximo de los ramales glaciares de la unidad de Río Seco y Mulhacén. Acerca de la acción glaciar en el Corral del Veleta los datos obtenidos vienen a reafirmar conocimientos que ya poseíamos, precisar el alcance morfológico del Mínimo solar de Maunder, así como a plantear avances neoglaciares anteriores a la PEH, ya identificados en la Hoya del Mulhacén.

Agradecimientos

Marc Oliva agradece el apoyo del programa de investigación Ramón y Cajal (RYC-2015-17597) y del grupo de investigación ANTALP (Antarctic, Arctic, Alpine Environments; 2017-SGR-1102). La investigación se ha realizado dentro del proyecto MOUNTAIN WARMING (CGL2015-65813-R).

Bibliografía

Dong, G., Zhou, W., Yi, C., Zhang, L., Li, M., Fu, Y., & Zhang, Q. (2017). Cosmogenic 10Be surface exposure dating of 'Little Ice Age'glacial events in the Mount Jaggang area, central Tibet. The Holocene, 27(10), 1516-1525.

Gómez Ortiz, A., Schulte, L., Salvador-Franch, F., Sánchez, S., Simón, M. 2002. Geomorphological map of Sierra Nevada. Glacial and Periglacial Geomorphology Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía, Granada, pp. 86.

Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Palade, B., Vázquez-Selem, L., Salvador-Franch, F. 2012. The deglaciation of the Sierra Nevada (Southern Spain). Geomorphology, 159-160, 93-105.

Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Schulte, L., Salvador-Franch, F., Plana, J.A. 2009. Evidences from historical documents of landscape evolution after Little Ice Age of a Mediterranean high mountain area, Sierra Nevada, Spain (eighteenth to twentieth centuries). Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography, 91, 279-289.

Gómez Ortiz, A., Oliva, M., Salvador-Franch, F., Salvà-Catarineu, M.,Plana-Castellví, J.A. 2018. The geographical interest of historical documents to interpret the scientific evolution of the glacier existing in the Veleta cirque (Sierra Nevada, Spain) during the Little Ice Age. Cuadernos de Investigación Geográfica, 44 (1), 267-292.

González Trueba, J.J., Martín, R., Martínez de Pisón, E., Serrano, E. 2008. Little Ice Age and current glaciers, Iberian Peninsula. The Holocene, 18, 551-568.

Oliva, M., Gómez Ortiz, A. 2012. Late Holocene environmental dynamics and climate variability in a Mediterranean high mountain environment (Sierra Nevada, Spain) inferred from lake sediments and historical sources. The Holocene, 22 (8), 915-927.

Oliva, M., Ruiz-Fernández, J., Barriendos, M., Benito, G., Cuadrat, J.M., García-Ruiz, J.M., Giralt, S., Gómez-Ortiz, A., Hernández, A., López-Costas, O., López-Moreno, J.I., López-Sáez, J.A., Martínez-Cortizas, A., Moreno, A., Prohom, M., Saz, M.A., Serrano, E., Tejedor, E., Trigo, R., Valero-Garcés, B. & Vicente-Serrano, S. 2018. The Little Ice Age in Iberian mountains. Earth Science Reviews, 177, 175-208.

Hempel, L. 1960. Límites altitudinales geomorfológicos en Sierra Nevada. Estudios Geográficos, 78, 81-93.

Lal, D., 1991. Cosmic ray labelling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. Earth and Planetary Science Letters. 104: 424-439.

Messerli, B., 1965. Beiträge zur Geomorphologie der Sierra Nevada (Andalusien). Juris Verlag. Zürich.

Palacios, D., de Andrés, N., López-Moreno, J.I., García-Ruiz, J.M. 2015a. Late Pleistocene deglaciation in the upper Gállego Valley. Quaternary Research, 83 (3), 397-414.

Palacios, D., Gómez Ortiz, A., Andrés, N., Vázquez-Selem, L., Salvador-Franch, F., Oliva, M., 2015b. Maximum extent of Late Pleistocene glaciers and last deglaciation of La Cerdanya mountains, Southeastern Pyrenees. Geomorphology, 231, 116-129.

Le Roy, M., Deline, P., Carcaillet, J., Schimmelpfennig, I., Ermini, M., & ASTER Team. 2017. 10 Be exposure dating of the timing of Neoglacial glacier advances in the Ecrins-Pelvoux massif, southern French Alps. Quaternary Science Reviews, 178, 118-138.

Li, Y., Li, Y., Harbor, J., Liu, G., Yi, C., & Caffee, M. W. (2016). Cosmogenic 10 Be constraints on Little Ice Age glacial advances in the eastern Tian Shan, China. Quaternary Science Reviews, 138, 105-118.

Martin, L., Blard, P.-H., Balco, G., Lave, J., Delunel, R., Lifton, N., Laurent, V., 2017. The CREp program and the ICE-D production rate calibration database: a fully parameterizable and updated online tool to compute cosmic-ray exposure ages. Quat. Geochronol. 38, 25-49.

Palacios, D., Gómez-Ortiz, A., Alcalá-Reygosa, J., Oliva, M., Tanarro, L.M., Salvador-Franch, F., Andrés, N., Schimmelpfennig, I., Léanni, L., ASTER Team 2018. Difficulties in the application of cosmogenic dating methods in residual glacial landforms. The case of Sierra Nevada (Spain). Geomorphology (submited).

Palacios, D., Gómez Ortiz, A., Andrés, N., Salvador, F., Oliva, M. 2016. Timing and new geomorphologic evidence of the Last Deglaciation stages in Sierra Nevada (southern Spain). Quaternary Science Reviews, 150, 110-129.

Sánchez-Gómez, S. 1990. Aplicación del estudio de suelos a la dinámica de la cuenca del río Lanjarón. Relación suelos-geomorfología. Tesis doctoral Universidad de Granada.

Schimmelpfennig, I., Schaefer, J.M., Akçar, N., Koffman, T., Ivy-Ochs, S., Schwartz R., Finkel, R.C., Zimmerman, S., Schlüchter, C. (2014). A chronology of Holocene and Little Ice Age glacier culminations of the Steingletscher, Central Alps, Switzerland, based on high-sensitivity beryllium-10 moraine dating. Earth and Planetary Science Letters, 393, 220-230.

Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. Journal of Geophysical Research 105 (B10), 23753-23759.

Dinámica del nivel freático en dos escenarios característicos de montaña media en el Pirineo Central: bosque natural y de repoblación forestal

D. Regüés[1] y E. Nadal-Romero[1,2]

[1] *Instituto Pirenaico de Ecología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), Zaragoza, Aragón*
2 Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, Aragón

WATER TABLE DYNAMICS IN TWO MIDDLE MOUNTAIN AREAS IN THE CENTRAL PYRENEES: NATURAL FOREST AND REFORESTATION: Reforestation was a common practice in the province of Huesca between the 1950s and 1985. These practices were especially noticeable in the middle mountain areas of the Central Pyrenees, where about 10,000 ha of hillsides around Jaca were reforested. The purpose of the pine plantations was to favour the recovery of the natural environment, avoid torrential floods and soil erosion. In this study, we analyse if the reforestation has caused any positive effect in the soil water storage, through comparing two small catchments, natural forest (San Salvador) and reforestation area (Araguás Repoblación), being both in a similar geographic, geological and climatic context. Results show a contrast dynamic between north and south slopes in natural forests, according to the differences in vegetation cover and edaphic conditions. However, reforestation shows more homogeneous behaviour of the water table between forest cover types. Differences between both catchments suggest the low efficiency of the reforestations.

Palabras clave: Nivel freático, bosque natural, repoblación forestal, montaña media, Pirineo central.
Key words: water table, natural forest, reforestation, mean mountain, Central Pyrenees.

Introducción

La repoblación forestal de áreas de montaña fue una práctica habitual en España entre 1950 y 1985. Así, en los alrededores de la ciudad de Jaca (Huesca) se plantaron unas 10.000 ha de pinar. El principal objetivo de esta práctica fue reducir las avenidas torrenciales y, en consecuencia, la erosión y la pérdida de suelo, pero también tuvo como propósito acelerar la recuperación del medio natural (Chauvelier, 1990).

Un estudio reciente revela la escasa eficacia en moderar la respuesta hidrológica de estas medidas de restauración (Nadal-Romero et al., 2016a). Asimismo, se ha comprobado que las repoblaciones forestales tampoco favorecen la recuperación de las propiedades edáficas (Nadal-Romero et al., 2016b).

Por otro lado, se ha constatado un descenso de la capacidad de infiltración asociado a la deforestación (Zimmerman et al., 2006), o la variación de las propiedades hídricas del suelo asociadas a los cambios de uso (Zimmerman y Elsembeer, 2008; Price et al., 2010) y también un efecto del tipo de cubierta vegetal en la capacidad de infiltración del suelo (Regüés et al., 2017). Asimismo, otros estudios demuestran que los cambios de uso del suelo afectan la circulación del agua en el subsuelo y la dinámica del nivel freático (Germer et al., 2010; Germer, 2013; Kellner y Hubbart, 2018). Sin embargo, el efecto de las reforestaciones en el nivel freático está poco investigado. Este estudio muestra un análisis comparativo de la dinámica del nivel freático entre un bosque natural y una repoblación forestal, considerando su relación con la precipitación y el caudal.

Área de estudio

El estudio se ha realizado en dos cuencas experimentales de montaña media en el Pirineo Central (Fig. 1). La cuenca de San Salvador (SSal), con una superficie de 92 ha y una altitud de 875-1300 m., presenta un bosque natural con una espesa cubierta vegetal en la ladera umbría (*Fagus sylvatica, Pinus sylvestris, Buxus sempervirens, Crataegus monogyna y Juniperus communis*) y una cubierta menos densa en la ladera solana (*Quercus faginea, P. sylvestris, B. sempervirens, Genista scorpius, J. communis y Echinospartum horridum*). La cuenca de Araguás Repoblación (ARep), con un área de 13,5 ha y una altitud de 920-1105 m., muestra una cubierta arbórea producto de la repoblación (*Pinus nigra y P.*

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.



Fig. 1. Situación de las cuencas de San Salvador y Araguás Repoblación en el Pirineo Central.
Fig. 1. San Salvador and Araguás Repoblación experimental catchments in the Central Pirenees.

syvestris) y un sotobosque arbustivo natural (*G. scorpius, J. communis, Rosa gr. canina* y *B. sempervirens*).

El substrato en ambas cuencas está formado por turbiditas del Flysch Eoceno. El suelo en la cuenca de SSal muestra diferencias según la orientación de la ladera, un *Phaeozem* bien desarrollado en la umbría y un *Kastanozem* menos profundo en la solana. El suelo en la cuenca de ARep es un *Regosol cálcico* bastante más somero. El clima es sub-Mediterráneo con influencia continental, la precipitación muestra una alta variabilidad interanual (500-1200 mm) y la temperatura media anual 10ºC presenta un amplio gradiente térmico anual, con mínimas de -14ºC y máximas de >30ºC.

Metodología

Las cuencas experimentales están equipadas con pluviómetro automático de balancín, canal de aforo y piezómetros en distintas situaciones (cubierta vegetal y orientación de la vertiente). El nivel de agua en el canal de aforo y los piezómetros se ha registrado mediante sonda de presión (Keller o Diver). Los datos almacenados son: precipitación (5 minutos), caudal (5 minutos) y nivel freático (10-20 minutos). El análisis de estas variables se ha apoyado en una estadística sencilla (Pearson) y en el estudio de los descriptivos de las variaciones diarias de nivel freático y caudal, a partir de la diferencia aritmética del valor promedio registrado entre días sucesivos. También se ha estudiado la relación con los indicadores de la precipitación.

Resultados

Las figuras 2 y 3 muestran la precipitación, el caudal específico y 2 niveles freáticos de cada cuenca. El periodo de datos analizado se extiende entre el 26 de marzo de 2014 y el 6 de octubre de 2017, excepto el piezómetro Pinus nigra alto de ARep que comienza el 10 de octubre de 2014.

A simple vista las precipitaciones y los caudales parecen algo distintos, pero a nivel estadístico se pueden relacionar. En este sentido, el coeficiente de correlación lineal entre las precipitaciones es de 0,687 (n=1203, 6=0,00) y entre los caudales es 0,599 (n=1123, 6=0,00). Por tanto, la distribución de precipitaciones y caudales en ambas cuencas experimentales es comparable. La correlación lineal entre la precipitación y el caudal específico de cada cuenca también es significativa con un

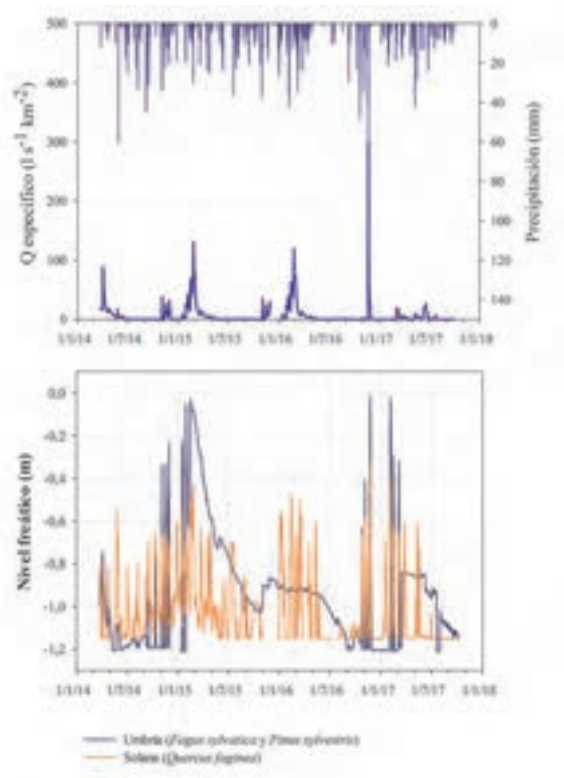


Fig. 2. Cuenca de San Salvador: precipitación, caudal específico y nivel freático.
Fig. 2. *San Salvador catchment: precipitation, discharge and water table.*

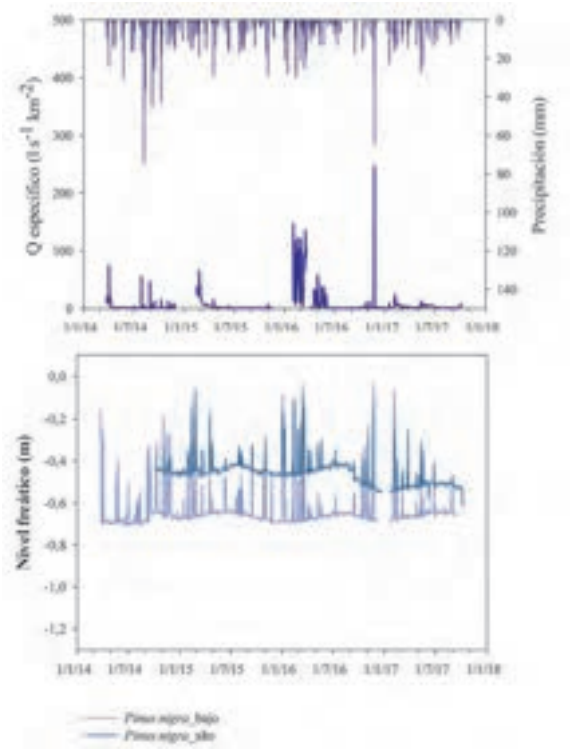


Fig. 3. Cuenca de Araguás Repoblación: precipitación, caudal específico y nivel freático.
Fig. 3. Araguás Repoblación catchment: precipitation, discharge and water table.

6≤0,01 (R^2=0,173, n=1184 para SSal y R^2=0,233 para ARep).

Con respecto a los niveles freáticos, aunque también parece haber diferencias, hay una correlación lineal significativa (6=0,00) entre todos ellos. Los coeficientes más bajos se encuentran entre el piezómetro de umbría de SSal y los otros tres, especialmente con los de ARep. Las mejores correlaciones se producen entre los dos piezómetros de ARep (R^2=0,625, n=1031), siendo también muy elevadas entre el piezómetro solana de SSal y los dos de ARep (R^2=0,565, n=977 y R^2=0,527, n=1138). Así, para estudiar las posibles diferencias entre piezómetros se recurrió al análisis de los indicadores descriptivos de las series de datos.

Distribución de las precipitaciones

La primera diferencia ente las precipitaciones se observa en el volumen total y el número de días de lluvia: 2.895 mm y 599 días en SSal, 2.375 mm y 521 días en ARep La distribución por su magnitud muestra que el número de eventos de más de 30, 20 y 10 mm es mayor en SSal (17, 40 y 96) que en ARep (6, 22 y 79). Por el contrario, el número de eventos de menos de 10 y 1 mm es mayor en ARep (294 y 459) que en SSal (281 y 341).

Los caudales específicos

La diferencia entre los caudales específicos se ha analizado a partir de las variaciones diarias (Fig. 4). El porcentaje de días con incremento (valor positivo) y descenso (valor negativo) de caudal en ARep (43,4 y 51,3) es mayor que en SSal (28,6 y 47,7) mientras el porcentaje de días sin variaciones y sin caudal es muy superior en SSal (23,6 y 26,1) que en ARep (5,0 y 0,1). Asimismo, el porcentaje de incrementos y descensos de mayor magnitud (>10 l s^{-1}) en ARep (3,6 y 3,6) duplica los de SSal (1,9 y 1,8).

Los niveles freáticos

La dinámica de los niveles freáticos también se ha analizado a partir de sus variaciones diarias (Fig.5). El valor positivo indica incremento, el negativo descenso y el cero sin variación o ausencia de caudal.

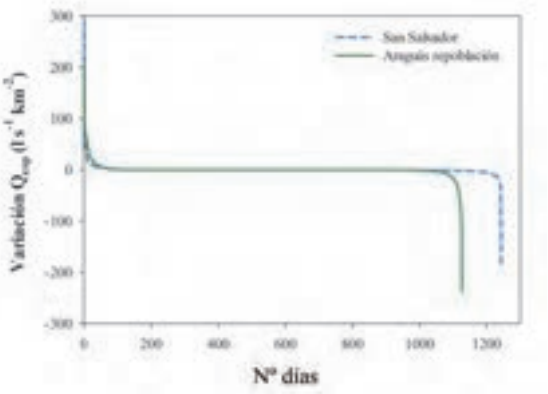


Fig. 4. Curvas de variación diaria de los caudales.
Fig. 4. Discharge daily variation curves.

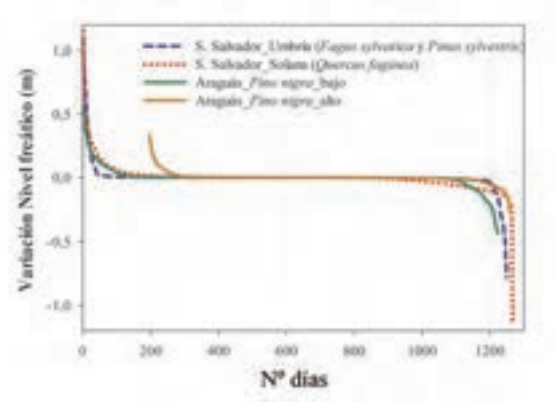


Fig. 5. Curvas de variación diaria del nivel freático.
Fig. 5. Water table daily variation curves.

En este caso las mayores diferencias entre los piezómetros se observan en: el porcentaje de incrementos ($SSal_{umbría}$ 18,2; $SSal_{solana}$ 23,8; $ARep_{pino_bajo}$ 38,9 y $ARep_{pino_alto}$ 40,2), de descensos ($SSal_{umbría}$ 42,0; $SSal_{solana}$ 33,4; $ARep_{pino_bajo}$ 33,0 y $ARep_{pino_alto}$ 35,5) y el de días seco (umbría 2,6; solana 33,1; pino bajo 43,7 y pino alto 20,5).

Por otro lado, el porcentaje de respuesta del nivel freático con respecto a los días de lluvia muestra las mayores diferencias entre las dos cuencas ($SSal_{umbría}$ 38,1; $SSal_{solana}$ 50,4; $ARep_{pino_bajo}$ 91,4; $ARep_{pino_alto}$ 93,7).

Discusión y conclusiones

El análisis de la distribución de datos indica que el comportamiento hidrológico de ambas cuencas experimentales es algo distinto.

En primer lugar, es importante recordar que en SSal se registró más precipitación total y con eventos de mayor magnitud, siendo superior el número de eventos de baja magnitud en ARep. A pesar de ello, los caudales y los piezómetros mostraron una capacidad de respuesta mayor en la cuenca de ARep que en la de SSal, con una frecuencia más elevada y una respuesta más torrencial de las crecidas, variaciones más rápidas del nivel freático y periodos de estabilidad más reducidos. Estos resultados están de acuerdo con los obtenidos por Nadal-Romero et al. (2016) sobre la baja eficiencia de recuperación hidrológica de las repoblaciones forestales. También están en consonancia con las observaciones sobre la influencia de los usos del suelo en la dinámica del nivel freático (Germer et al., 2010; Germer, 2013; Kellner y Hubbart, 2018). En este sentido, llama la atención la diferencia de comportamiento que muestra el nivel freático de $SSal_{umbría}$ con respecto a los demás piezómetros, con menor frecuencia de respuesta, pero mayor estabalidad y persistencia. Estas diferencias pueden relacionarse con los procesos de partición de la lluvia y de escorrentía cortical, asociadas a las características de la cubierta vegetal (Serrano-Muela et al., 2012, Germer, 2013) y con el mayor desarrollo y calidad del suelo.

Agradecimientos

Este estudio se ha financiado mediante el proyecto ESPAS (CGL2015-65569-R) del MINECO. Estela Nadal-Romero disfruta de un contrato Ramón y Cajal (RYC2013-14371, MINECO)

Bibliografía

Chauvelier, F. 1990. Las Repoblaciones forestales en la Provincia de Huesca. Eds. Instituto de Estudios Altoaragoneses, Huesca. 174 pp.

Germer, S., Neill, C., Krusche, C.A., Elsenbeer, H. (2010). Influence of land-use changes on near Surface hydrological processes: undisturbed forest to pasture. Journal of Hydrology, 380, 473-480.

Germer, S. 2013. Development of near-surface perched water tables during natural and artificial stem flow generation by babassu palms. Journal of Hydrology, 507, 262-272.

Kellner, E., Hubbart, J. 2018. Land use impact on flood plain water table response to precipitation events. Ecohydrology, 11. Doi:10.1002/eco.1913.

Nadal-Romero, E., Cameraat, E., Serrano-Muela, M.P., Lana-Renault, N. Regüés, D. 2016a. Hydrological response of an afforested catchment in a Mediterranean humid mountain área: a comparative sutdy witha natural forest. Hydrological Processes, 30, 2717-2733.

Nadal-Romero, E., Cammeraat, E., Pérez-Cardiel E., Lasanta, T. 2016b. Effects of secondary succesion and afforestation practices on soil properties after cropland abandonment in humid Mediterranean mountain áreas. Agriculture, Ecosystems and Evironment, 228, 91-100.

Price, K., Jackson, C.R., Parker, A.J. 2010. Variation of surficial soil hydraulic properties across land uses in the southern Blue Ridge Mountains, North Carolina, USA. Journal of Hydrology, 383, 256-268.

Regüés, D., Badía, D., Echeverría, M.T., Gispert, M., Lana-Renault, N., León, J., Nadal-Romero, E., Pardini, G., Serrano-Muela, P. 2017. Analysing the effect of land use and vegetation cover on soil infiltration in three contrasting environments in northeast Spain. Cuadernos de Investigación Geográfica 43 (1), 141-169.

Serrano-Muela, Regüés, D., Nadal-Romero, E. 2012. Trascolación y escorrentía cortical en la cuenca experimental de San Salvador, Pirineo Central español. Cuaternario y Geomorfología, 26(1-2), 49-72.

Zimmermann, B., Elsenbeer, H., De Moraes, J.M. 2006. The influence of land-use changes on soil hydraulic properties: Implications for runoff generation. Forest Ecology and Management 222, 29-38.

Zimmermann, B., Elsenbeer, H. 2008. Spatial and temporal variability of soil saturated hydraulic conductivity in gradients of disturbance. Journal of Hydrology, 361, 78-95.

Aproximación a los sistemas aluviales de Es Cabàs, Coanegra i s'Arbossar (Serra de Tramuntana, Mallorca)

B.Sastre[1], J.Estrany[1,2], M. Grimalt[3]

[1] *Grup de Recerca en Hidrologia i Ecogeomorfologia en Ambients Mediterranis, Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears, Palma*
[2] *Institut d'Investigacions Agroambientals i d'Economia de l'Aigua –INAGEA, Universitat de les Illes Balears, Palma*
[3] *Grup de Recerca en Climatologia, Hidrologia, Riscs Naturals i Territori, Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears, Palma*

APPROACH TO THE ALLUVIAL SYSTEMS OF ES CABÀS, COANEGRA AND S'ARBOSSAR (SERRA DE TRAMUNTANA, MALLORCA): Forms and processes related with alluvial dynamics define the south slope of the Tramuntana Range (Mallorca). These sedimentary compartments have been exposed to an intense anthropic action during the last two millennia, involving that current dynamics are mitigated by terraces and check-dam terraces on hillslopes or hydraulic modifications such as channeling and alteration of fluvial channes. In this study we analyze the Es Cabàs-Coanegra-S'Arbossar alluvial fan system through an integrated approach. The geomorphometric assessment provided an essential description of the physical and topographic characteristics; whilst the analysis of sedimentary facies allowed to describe sedimentary episodes with intercalation of conglomerates and mud as well as some beach-dune intercalations. The thicknesses of the surveys reached 60 meters. Likewise, representative samples were analyzed using the OSL technique to determine the chemical composition of the sediments and the dating. The results showed that these alluvial fans were formed during the Pleistocene and the Holocene.

Palabras clave: abanicos aluviales, sedimentología, inundaciones, acción antrópica, Serra de Tramuntana
Key words: Alluvial Fans, Sedimentology, Floods, Anthropogenic activity , Tramuntana Range

Introducción

La formación de abanicos aluviales responde eminentemente a la interacción entre aportación de sedimento según la geología, la geomorfología y la climatología del área; así como la morfometría y la relación entre el confinamiento y la capacidad de transporte que a su vez responde a la geología, la geomorfología y a la tectónica del área (Harvey, 2005). Aunque los abanicos como geoformas se encuentran en diferentes zonas climáticas, es en ambientes mediterráneos donde coinciden tres factores que han favorecido su formación desde el Pleistoceno hasta la actualidad: (i) sistemas montañosos alpinos y actividad tectónica reciente desde el Plioceno; (ii) clima en la actualidad con tendencia a la aridez, y (iii) afectación de las glaciaciones pleistocenas que generaron un incremento de disponibilidad de sedimento en zonas de montaña (Harvey, 2005).

El intenso aprovechamiento agrícola en regiones mediterráneas durante siglos hace que la modificación del trazado de cauces así como actuaciones de mitigación de la erosión y de la sedimentación hayan sido una constante histórica.

La descripción y estudio de las dinámicas aluviales en este contexto de intensa actividad antrópica milenaria es dificultoso aunque a la vez resulta un acicate para dilucidar la interacción hombre-medio en sistemas geomórficos altamente energéticos. De este modo, se llevó a cabo un estudio de tres edificios aluviales altamente modificados antrópicamente en la isla de Mallorca mediante análisis topográfico, sedimento-logía a partir de afloramientos y sondeos, así como datación mediante técnica OSL.

Métodos

Área de estudio

La Serra de Tramuntana, formación montañosa más importante de la isla de Mallorca, de origen alpino y compuesta básicamente por materiales del Lias y del Trias, se caracteriza en su vertiente sur por la formación de abanicos aluviales del Cuaternario.

Se seleccionaron tres pequeñas cuencas representativas, siendo la mayor de 20,5 km^2 y la menor de 2,8 km^2; cuyos cauces acaban siendo tributarios del torrent de Coanegra (Fig. 1). Dichas cuencas se caracterizan por la

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

formación de un sistema de abanicos compuesto por tres edificios de diferente dimensión: es Cabàs (1,3 km^2), Coanegra (6 km^2) y s'Arbossar (3,5 km^2). Los usos del suelo se caracterizan por la predominancia de masas forestales en zonas de montaña (60% del área de estudio) así como usos agrícolas en zonas aluviales (40% del área de estudio). La presencia de estructuras de conservación de suelo (i.e., bancales y albarradas) ocupa el 15% del área, aunque el abandono de tierras agrícolas marginales y el subsiguiente proceso de forestación está deteriorando dichas estructuras.

Trabajo de campo

Se realizaron inicialmente levantamientos topográficos de diferentes secciones longitudinales y transversales representativas desde el ápex hasta zona distal de cada abanico aluvial y de los cursos fluviotorrenciales (Fig. 1).

Se describieron las dinámicas aluviales identificando episodios sedimentarios en afloramientos, básicamente márgenes de los cursos fluviotorrenciales. Igualmente, con el mismo objetivo, ya sea en dichos afloramientos pero también en pozos, se recogieron muestras representativas para análisis sedimentológico con la técnica de difracción rayos-X en la Universitat de les Illes Balears.

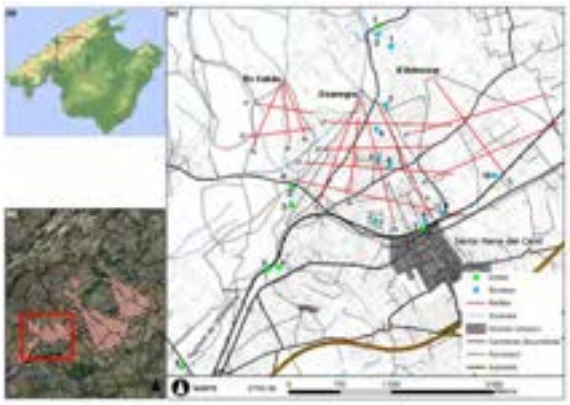


Figura 1. (a) Mapa de Mallorca con recuadro negro localizando (b) parte de la vertiente sur aluvial de la Sierra de Tramuntana, con un recuadro rojo que sitúa el área de estudio. (c) Mapa de situación de los perfiles, cortes y sondeos en Es Cabàs, Coanegra i s'Arbossar.
Figure 1. (a) Map of Mallorca with a black frame for locating (b) part of the southern alluvial slope of the Tramuntana Range where the red frame situates the study area. (c) Location of topographic profiles, sedimentary facies and surveys at Es Cabàs, Coanegra i s'Arbossar.

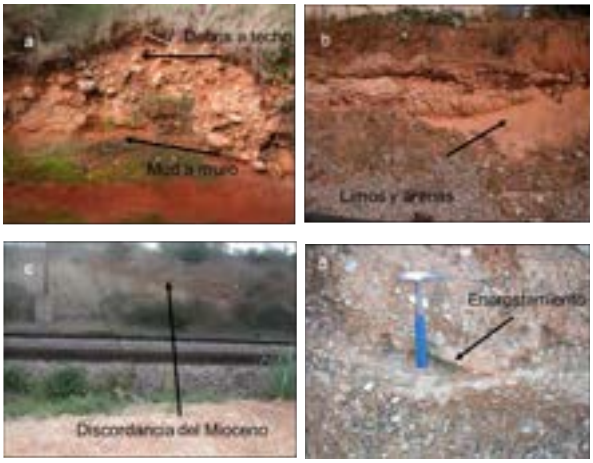


Figura 2. Cortes sedimentarios del área de estudio. (a) Detalle de *debris flow* y *mud* (2 en la figura 1). (b) Zona distal del abanico de Coanegra con imbricaciones limosas y arenosas (7 en la figura 1). (c) Discordancia del Mioceno en sedimentos aluviales del Pleistoceno (4 en la figura 1). (d) Detalle de encrostamiento en facies aluvial (6 en la figura 1).
Figure 2. Sedimentary facies at the study area: a) debris flow detail (2 at figure 1). (b) Distal part of the Coanegra alluvial fan with silty and sandy imbrications (7 at figure 1). (c) Miocene discordance with the alluvial Pleistocene sediments (4 at figure 1). (d) Overcruisting in the alluvial facies (6 at figure 1).

Finalmente, se analizaron las diferentes intervenciones antrópicas, eminentemente orientadas a laminar y dispersar el aluvionamiento para evitar la pérdida de suelo agrícola.

Consulta de sondeos y trabajo de laboratorio

La consulta de sondeos se realizó en la sede de Palma del *IGME*, en la *Direcció General de Recursos Hídrics de la Conselleria d'Agricultura, Medi Ambient i Ordenació del Territori del Govern de les Illes Balears* y de sondeos privados de particulares de diferentes empresas.

Se determinó la composición minera-ógica mediante difracción de rayos-X de muestras representativas de la dinámica aluvial. El objetivo era constatar la presencia de cuarzo para su posterior datación. Asimismo, una de estas muestras se dató mediante la técnica OSL, con toma de muestras en campo con espectrómetro y análisis en el laboratorio de la *University of Gloucestershire* (Reino Unido).

Fuentes históricas

Se examinó documentación histórica para localizar cronológicamente eventos de inundación, tanto pretéritos como contemporáneos. Se consultaron archivos muni-

cipales (Santa Maria del Camí y Marratxí), noticias de prensa local (Última Hora y Diario de Mallorca) y obras de compilación de documentación histórica (como la obra de Llabrés Bernal, de 1962, o las Misceláneas del Paborde Jaume del siglo XIX).

Resultados

El análisis topográfico de la zona evidenció las características propias de los edificios deposicionales de abanico aluvial como son la concavidad longitudinal y la convexidad transversal propia.

A su vez el estudio de las secciones topográficas de los cursos fluvio-torrenciales denotó variaciones de pendiente y ruptura en las zonas apicales de los abanicos, que se corresponden con los puntos en que disminuye la pendiente en la zona terminal de la sierra de Tramuntana ya próxima al Raiguer. Las pendientes varían entre 2,7% en el caso de Coanegra y 5,5% en es Cabàs. En el análisis de la topografía se constató la intensa actividad humana que alteró el relieve superficial de los abanicos.

El análisis sedimentario, realizado a partir de afloramientos, muestra varias facies aluviales donde predominan los sedimentos tipo *debris* a techo (Fig. 2a) que alternan en algunos casos con los de tipo *mud* a muro (Fig. 2a). Cabe anotar que en un afloramiento (Fig. 2b) se detectó la presencia de sedimento arenoso de tipo playa-duna, atribuible a variaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno Medio (Cuerda, 1985), en que la línea de costa se situaría cerca de la zona de estudio. En otro afloramiento estudiado cerca del trazado ferroviario ya en dirección SW hacia la Bahía de Palma (Fig. 2c) se detectó una discordancia sedimentaria en materiales miocénicos, cuya presencia se relacionaría con la actividad neotectónica del anticlinal de Marratxí (Grimalt, M.; Rodríguez-Perea, A., 1994).

Finalmente se constató que la presencia de conglomerados, gravas, limos (asociables a dinámicas sedimentarias de abanico) e imbricaciones de sedimentos de playa-duna que llega en algunos casos a los 60 metros de potencia en los sondeos consultados y llegando a superar los 100 metros.

La difracción de rayos-X en cuatro muestras constata la presencia de cuarzo entre un 5,71 y un 8,82%, hecho que permitió abordar la datación –mediante la técnica OSL– de una muestra de sedimentos tipo arena-limo situada en la zona distal del abanico de Coanegra (7 en Fig. 1). El resultado fue de 534 ka +/- 39 ka, que lo sitúa en el Pleistoceno Medio.

La actividad antrópica en los abanicos, aunque se remonta a épocas pretalayóticas y talayóticas (≈3.500 BP), además de constatarse restos de época romana, no es hasta época islámica en que la antropización sí afecta a la dinámica aluvial. De esa época sería la construcción de la acequia de Coanegra (posiblemente de época romana y reutilizada), utilizada durante siglos para abastecer al núcleo de población de Santa María del Camí mediante la derivación de una parte importante del caudal. Durante la Baja Edad Media se actúa en el torrent de Coanegra para mitigar los efectos nocivos que el aluvionamiento genera en la actividad agrícola, además del aprovechamiento de la fuerza del agua a través de molinos hidráulicos.

Las principales acciones de corrección del lecho y de mitigación de la erosión se realizarán ya en época contemporánea con la construcción de bancales y albarradas en la parte media del abanico de Es Cabàs durante el s. XIX. A finales del s. XX se modificó y derivó el lecho durante la construcción de un centro comercial (Festival Park). A esto hay que añadir medidas inmovilizadoras de los lechos en forma de muros de contención y diques artificiales así como espacios de evacuación de las aguas pluviales y reconducciones hacia el lecho.

Durante la Edad Media se documentaron diversas inundaciones, aunque no hacen referencia concreta a la zona de estudio, sino generales de la isla. Se encontraron referencias históricas de importantes eventos de inundación a principios del siglo XIX hasta época actual. Estos procesos de inundación presentan varias consecuencias análogas a la mayoría de ellas, como son la destrucción de caminos (siendo recurrente dicho efecto en el Camí de sa Bomba), y la afectación de varias infraestructuras repetidamente.

Discusión

Los análisis realizados a partir del reconocimiento de las facies aluviales permitieron observar la sucesión de una alternancia sedimentaria o erosiva en función de la pulsación climática ocurrida en cada momento, también durante el Holoceno. Según Waters et al. (2010), es durante los períodos más húmedos durante los cuales se da una mayor movilización de materiales que son depositados *a posteriori* y que durante los episodios secos se favorece la erosión. A pesar de ello, durante eventos excepcionales de precipitación puede haber movilizaciones considerables de sedimento. En la isla de Mallorca se han reconocido diferentes pulsaciones que alternan períodos secos y húmedos, a la vez que procesos de incisión y agradación de los abanicos (Rose et al. 1999; Wagner et al, 2014; 2015). Casos semejantes se han constatado en otras ubicaciones del Mediterráneo como la isla de Chipre (Waters et al. 2010).

La datación mediante OSL y el análisis sedimentario de afloramientos corroboran una dinámica semejante en la zona de estudio con la alternancia de encrostamientos correspondientes a momentos secos (Fig. 2d) y facies sedimentarias de potencias superiores a un metro que se corresponderían a momentos de aporta-ciones de sedimento coincidentes con pulsaciones húmedas.

Conclusiones

El análisis geomorfométrico proporcionó una descripción esencial de las carac-terísticas físicas y topográficas de los diferentes compartimentos de estas geo-formas. El análisis de facies sedimentarias permitió describir episodios sedimentarios con intercalación de conglomerados y *mud* además de intercalaciones de playa-duna, aunque presentó importantes dificultades por la masiva presencia de elementos antrópicos en el territorio. La potencia de los sondeos llegaba a los 60 metros siendo de edad correspondiente al Pleistoceno y al Holoceno.

Estudios actuales de caracterización del régimen extremo de precipitaciones en la isla de Mallorca, constatan que las tormentas de alta intensidad pueden superar los 220 mm en 24 horas con un período de recurrencia de 25 años y los 300 mm para 100 años en la cabecera de estas cuencas. Cabe añadir que el clima mediterráneo se caracteriza por una elevada irregularidad, con períodos de sequía alternando con períodos de lluvia torrencial, hecho que se corrobora a través de la consulta de archivos históricos.

La intensa intervención antrópica ha incrementado la resistividad de estos sistemas aluviales mediterráneos, aunque en el futuro se podrán desarrollar activos pro-cesos geomorfológicos de inundación du-rante episodios de extrema magnitud que, si sobrepasan el umbral de resistencia, podrían provocar un impacto mucho mayor. A esto podría ayudar el cambio de usos del suelo en el que se están abandonando o incluso desmantelando sistemas de mitigación pasados con el riesgo de que los efectos de dichos eventos espasmódicos puedan ser mucho más severos.

Bibliografía

Cuerda, J. 1985. Los tiempos Cuaternarios en Baleares. Direcció General de Cultura. Conselleria de Cultura, Educació i Esports. Govern Balear. Palma. 310 pp.

Grimalt, M., Rodríguez-Perea, A. 1994. Unidades morfológicas del llano de Palma (Mallorca) En Geomorfología en España. Sociedad Española de Geomorfología. Logroño. 403-411.

Harvey, A.M., Mather, A.E., Stokes, M. 2005. Alluvial Fans. Geomorphology, Sedimentology, Dynamics. Geological Society. Bath. 248 pp.

Rose, J., Meng, X., Watson, C. 1999. Palaeoclimate and Palaeoenvironmental responses in the western Mediterranean over the last 140 ka: evidence from Mallorca. Spain. Journal Geological Society 16, 435-448.

Wagner, S., Eckmeier, E., Skowronek, A., Günster, N. 2014. Quaternary paleosols and sediments on the Balearic Islands as indicators of climatic changes. Catena 112, 112-124.

Wagner, S., Eckmeier, E., Skowronek, A., Günster, N. 2015. Pedogenetic processes and pedostratigraphy of the Quaternary on the Balearic Islands and in the Granada Basin, Spain. Quaternary International 376, 134-145.

Waters, J.V., Jones, S.J., Armstrong, H.A. 2010. Climatic control on late Pleistocene alluvial fans, Cyprus. Geomorphology 115, 228-251.

Estrechamiento de cauces y cambio de patrón en cursos fluviales mediterráneos como consecuencia del cambio global en las últimas seis décadas: indicadores geomorfológicos

F. Segura-Beltran[1] y C. Sanchis-Ibor[2]

[1] *Departament de Geografia. Universitat de València. València, País Valencià*
[2] *Valencian Center for Irrigation Studies, Universitat Politècnica de València, València, País Valencià*

RIVER NARROWING AND PATTERN METAMORPHOSIS IN MEDITERRANEAN RIVERS AS A CONSEQUENCE OF GLOBAL CHANGE IN THE LAST SIX DECADES: MORPHOLOGICAL INDICATORS: Throughout the 20th century, changes in land use, human activity (reservoirs and gravel mining) and hydrological fluctuations have caused effects on channel forms and their mobility. In this work, the changes occurred in the Serpis and Palància rivers and Rambla de Cervera, from the 1950s to the present day, are characterized by several morphological indices. A diachronic analysis of aerial photographs and orthophotographs (1945 to 2017) has been carried out. The information has been introduced into a GIS and the following parameters have been calculated: a) active channel area, b) gravel channel width, c) braiding index, d) sinuosity index and e) morphological recovery index. The evolution indicators shows: (a) a decrease of all indices along the study period; b) channels narrowing as a consequence of the flow decrease; c) channel pattern changes from wandering channel to a single; d) channels setting produced by vegetation; e) recovering processes after floods.

Palabras clave: estrechamiento, canal activo, braiding, sinuosidad, recuperación morfológica.
Key words: narrowing, active channel, braiding, sinuosity, morphological recovery.

Introducción

A lo largo del siglo XX, y en particular a partir de los años 60, los ríos mediterráneos han sufrido una profunda metamorfosis. Numerosos trabajos reportan un importante estrechamiento del cauce activo, asociado a la invasión del cauce por parte de la vegetación y a una incisión que provocan la fosilización de las formas sedimentarias y la fijación del cauce (Surian, 1999; Segura-Beltran y Sanchis-Ibor, 2013).

La magnitud del cambio y la variabilidad temporal difieren en cada curso fluvial, dado que estos procesos tienen causas complejas, asociadas todas ellas al cambio global. Las oscilaciones hidroclimáticas y los cambios de usos del suelo justifican una merma hidrosedimentaria importante, incre-mentada por acciones directas sobre el cauce, especialmente, la construcción de embalses y la extracción de áridos. Las complejas relaciones entre todos estos procesos dificultan la identificación de la responsabilidad de cada uno de ellos.

Aunque existen numerosos trabajos que han cuantificado la metamorfosis tridimensional de los ríos, la diversidad de parámetros analizados es muy grande y se han diseñado para ríos perennes. En el presente trabajo se realiza un estudio comparativo de los cambios acaecidos en la rambla de Cervera, el río Palància y el río Serpis, utilizando diferentes parámetros, adaptados por Sanchis et al. (2017) a ríos efímeros: a) canal activo, b) anchura del canal de gravas; c) índice BTI_3, d) índice de sinuosidad y e) índice de recuperación morfológica. Con ello se pretende cuantificar los cambios acaecidos en los cauces y establecer sus posibilidades de recuperación.

Area de estudio

Se analizan tres ríos: la rambla de Cervera (N de Castelló), el río Palància (entre Castelló y València) y el río Serpis (S de València). La rambla de Cervera (Tabla 1) es un río efímero donde el caudal aparece de dos a cuatro veces al año de promedio. Ha sido afectado por la extracción de áridos y los cambios de usos de suelo en la cuenca. El área de estudio comprende 16.5 km de largo, 9 km en un horst, con un cauce confinado y 7.5 km en un graben. Tiene una pendiente del 1.4% y el lecho es de gravas y cantos. La precipitación media oscila entre 480 mm en la costa y 700 mm en el área de cabecera.

En: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos. UIB, SEG, Palma.

Río	Riu d'Alcoi	Riu Palància	Rambla de Cervera
Área	752	910	339.6
Longitud (km)	75	85	50
Caudal (m^3/s)	1.3	1.3	–
Embalse	Beniarrés	El Regajo Algar	–
Capacidad (hm^3)	30	6 6	–
Vol. Sed. Ret. (hm^3)	4	0,33 –	–
Extracción áridos (hm^3)	0,09	0,19	0,36

Tabla 1. Características de las cuencas
Table 1. River basins characteristics

El río Palància (Tabla 1) en cabecera, es semi-perenne, regulado por el embalse del Regajo (1959). Aguas abajo de la presa, el río se vuelve efímero, aunque cuenta con el embalse del Algar (construido en el año 2000) para laminación de avenidas. El área de estudio abarca 21.3 km de longitud, aguas abajo del embalse, entre Alfara y la desembocadura. La cuenca tiene un clima mediterráneo, con una precipitación media anual que varía desde 510 mm en la cabecera hasta 410 mm en la desembocadura. El río ha estado afectado por la extracción de áridos y numerosas obras de canalización y limpieza. El río Serpis o riu d'Alcoi, (tabla 1), tiene un clima mediterráneo, con una precipitación media anual que oscila entre 494 mm en la cabecera (Alcoi) y 677 mm en la desembocadura (Gandia). En cabecera, el río es semiperenne, con un caudal medio anual de 1.3 m^3/s, regulado por la presa de Beniarrés (1958). El área de estudio abarca 6.4 km de longitud, entre la presa de Beniarrés y el puente CV-701, en l'Orxa.

Metodología

Para analizar los cambios se han utilizado diversas series de fotografías y ortofotografías aéreas (entre los años 1945 y 2017). Las primeras se han georreferenciado a través de un polinomio de segundo orden en ArcGIS TM versión 9.3 (ESRI, Redlands, California, 2009). Para ello se han tomado numerosos puntos de control y se han obtenido valores aceptables de RMS (entre 0.5 y 1.7 m).

A partir de estas imágenes se ha cartografiado y calculado el ancho del canal activo de gravas, el índice de recuento de canales (BI_{T3}) o índice de braiding y el índice de sinuosidad total (P_T).

El BI_{T3} (Egozi y Ashmore, 2008) es el número medio de segmentos de canal (N_L) intersectado por secciones transversales (X_S) del río. La sinuosidad (P_T) es el resultado de dividir la longitud total de los canales (ΣL_L) por unidad de longitud del río (Lr) (Hong y Davies, 1979; Richards, 1982), siendo Lr la longitud del corredor fluvial. Estos parámetros se miden en secciones transversales separadas por una distancia igual o menor que la anchura del cauce (Egozi y Ashmore, 2008). En el caso del río Palancia la distancia entre las secciones es de 58.8 m (425 secciones); en el río Serpis, es de 156 m (40 secciones) y en la rambla de Cervera de 186 m (83 secciones). El índice de recuperación morfológica, se ha calculado escalando los valores de los cuatro parámetros como un porcentaje y luego obteniendo su promedio. La anchura del canal de gravas se midió para cada sección transversal y el canal activo (AC) incluye el área ocupada por el canal de gravas y las barras desnudas.

Resultados

La **anchura del canal de gravas** en los tres ríos muestra la misma tendencia: es máxima en 1945 y disminuye en los períodos siguientes (fig. 1). En cifras absolutas, en la rambla de Cervera es donde ha disminuido más su superficie: en 2006 sólo ocupaba 67.8 ha (38% de la que ocupaba en 1945, un 62% de pérdida). Sin embargo, en términos relativos es el río Serpis el que ha reducido la anchura del canal de gravas pasando de 42.7 a 7.1 has (16.7%), lo que supone un 83.3% de reducción. En la rambla de Cervera la disminución se produjo entre 1945-1956 y entre 1977-1991. En el Serpis, el descenso es progresivo y uniforme. En el Palancia se produce un descenso importante hasta 1977, aumenta ligeramente en 1991 y sobre todo durante la crecida del 2000 (368.2 m^3/s en Algar), cuando el canal de gravas pasa de 24.8 m a 68.8 m, aunque en 2012 vuelve a reducirse hasta los 35.1 m.

La **superficie del canal activo** (figura 1) presenta un comportamiento muy similar al anterior, aunque destaca su reducción a

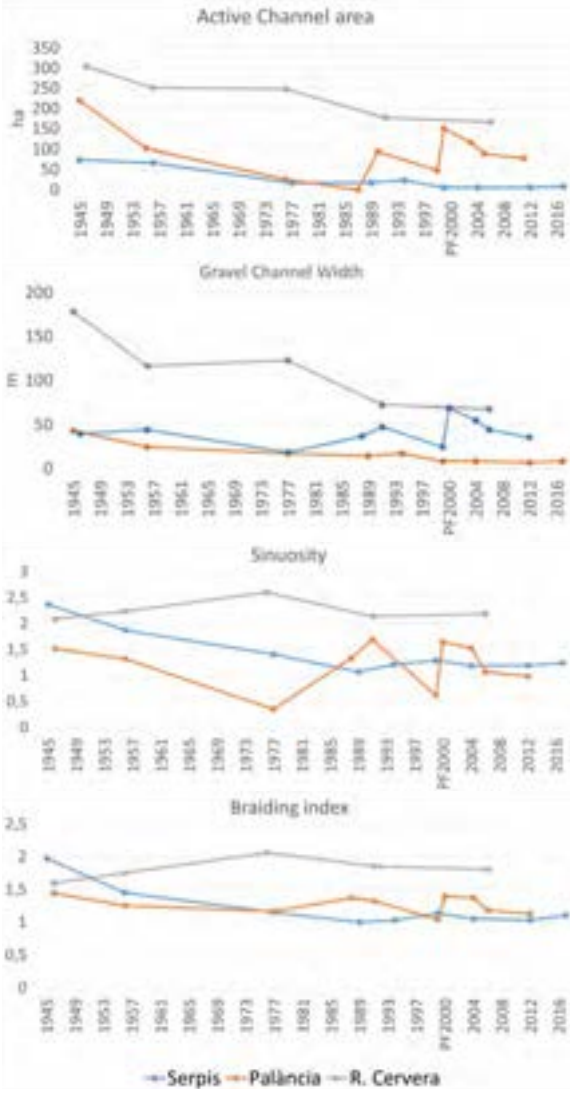
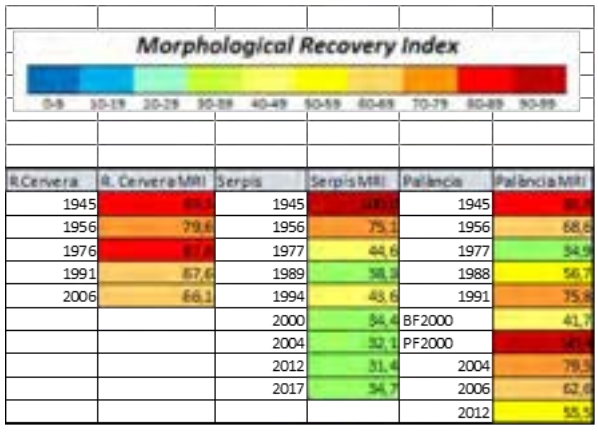


Fig. 1. Evolución del área del canal activo, anchura del canal de gravas, sinuosidad e índice de braiding. PF: después de la crecida.
Fig. 1. Active channel area, gravel channel width, sinuosity and braiding index. PF: post flood.

valores mínimos por el la extracción de áridos y limpiezas en el cauce del Palància en 1977. En la rambla de Cervera y el riu Serpis, la tendencia de este parámetro es idéntica a la del canal de gravas.

El **índice de braiding** (BI_{T3}) mide la intensidad de la división de los canales (fig. 1). En los tres ríos ha disminuido a lo largo del período de estudio. En el Serpis y el Palància tienen su valor máximo, cercano al 1.5, en 1945; después disminuye hasta 1.2 en 1977 y finalizan en 2017 y 2012 con un valor de 1.

En el Palancia el índice aumenta en 1989-1991, disminuye hasta 2000 y aumenta hasta 1.4 durante la crecida de octubre de este año, para disminuir de nuevo hasta el final del período. En el Serpis, sólo en 2000 y en 2017 se produce un ligero incremento del índice, que pasa de 1 a 1.1, a pesar de que en ambas fechas se producen crecidas importantes. En la Rambla de Cervera el máximo se da en 1977 para disminuir después progresivamente hasta 1.8. El índice de **sinuosidad** (P_T) tiene un comportamiento y unos valores similares al BIT_3, aunque los máximos y mínimos de sinuosidad difieren considerablemente. En el Palància la relación entre ambos índices es próxima a 1 en la mayoría de los años, pero en 1977 P_T es 3.4 veces el valor de BI_{T3}, en 2000 BF (antes de la crecida) es 17 y en 2012, 1.14. En la Rambla de Cervera la sinuosidad en todos los años pasa de 2, mientras que BI_{T3} sólo supera este valor en 1977. La relación entre ambos valores oscila en torno a 1.2. En el caso del Serpis, ambos valores oscilan en torno a 1 y la relación entre 1 y 1.2. Por lo que respecta al **MRI**, los tres ríos tienen una situación de partida muy similar, con valores máximos en 1945. La evolución de la rambla de Cervera indica unos índices de recuperación mayores que en los otros casos, con valores mínimos al final de la serie que oscilan entre 60 y 70. La situación del Palància es un poco peor, especialmente en 1976, aunque llega a 2012 con valores similares a la rambla de Cervera. Destaca la recuperación del río con la riada de 2000 (PF). En el caso del Serpis, la recuperación es muy baja y se mantiene en valores que oscilan entre 30 y 35



R.Cervera	R. Cervera MRI	Serpis	Serpis MRI	Palancia	Palancia MRI
1945	89,1	1945	68,0	1945	91,4
1956	79,6	1956	75,1	1956	68,6
1976	87,8	1977	44,6	1977	34,9
1991	87,6	1989	58,3	1988	56,7
2006	66,1	1994	48,6	1991	75,8
		2000	84,4	BF2000	41,7
		2004	32,1	PF2000	14,9
		2012	31,4	2004	78,5
		2017	34,7	2006	62,6
				2012	55,5

Figura 2. Índice de recuperación morfológica. BF: antes de la crecida; PF: después de la crecida
Figure 2. Morphological Recovery index. BF: before flood; PF: post flood

entre 2000 y 2017, y una escasa recuperación en el año hidrológico 2016-2017, pese a las importantes crecidas acaecidas.

Discusión

Los índices morfológicos utilizados, a pesar de haber sido diseñados para ríos perennes, han sido útiles para caracterizar la evolución en planta y la simplificación de los cauces efímeros. También en la bibliografía se ha discutido sobre la similitud entre los índices P_T y BI_{T3}, dado que algunos autores opinan que ambos son similares. Sin embargo, Egozi y Ashmore (2008) demostraron que existen diferencias entre ellos debido al ángulo de bifurcación de los canales: la sinuosidad es mayor cuando el ángulo de bifurcación de los canales aumenta. En nuestro caso, se demuestra que ambos parámetros presentan una correlación lineal, aunque son diferentes en los tres casos. La pendiente de la recta indica que P_T es 2.75 veces BI_{T3}, en el Palància (R^2=0.68) y 1.31 en el Serpis (R^2=0.97), mientras que son casi iguales en la rambla de Cervera (1.03) (R^2=0.73) ($p > 0{\cdot}05$). Estos datos parece que corroboran las afirmaciones de Egozi y Ashmore (2008) y sugieren que, en la rambla de Cervera son prácticamente iguales debido a que mantiene bastantes barras y canales y por tanto una considerable sinuosidad. Ambos parámetros se igualan con el tiempo en todos los casos, al aumentar el estrechamiento.

En general, todos los indicadores muestran una importante disminución durante el período de estudio. Dado que tienen una fuerte dependencia del caudal circulante (Egozi y Ashmore. 2008, Surian, 1999), la reducción de sus valores confirma la disminución de los caudales desde los años 50 del siglo XX. Así mismo, los índices de sinuosidad y de *braiding* ratifican la transformación de ríos *wandering* o *braided* a un modelo de canal único, con indicadores próximos a 1.

La evolución de los índices caracteriza bien el papel de las crecidas en la recuperación de las formas fluviales. Todos los indicadores mejoran después de un periodo de crecidas recurrentes (rambla de Cervera, entre 1957-1978), o de elevada magnitud y poca frecuencia (Palància, con las crecidas de 1989 y sobre todo de 2000).

Otra cuestión relevante es el papel de los embalses en la contracción de los cauces. En el Palància y en el Serpis, la disminución de los índices es muy clara a partir de su construcción (1956). La rambla de Cervera comparte el descenso en los índices, pero el incremento posterior sugiere que la reducción previa se debe a factores climático- hidrológicos y de usos del suelo. La disminución drástica a partir de 1977, coincide con la máxima extracción de áridos, lo que también se detecta por las mismas fechas en el Palància (Sanchis et al., 2017).

Otro control de la contracción de los cauces es la vegetación, que reduce el número y la movilidad de los canales activos e incrementa la estabilidad de las orillas (Gran y Paola, 2001). Aunque la invasión de la vegetación se produce en todos los períodos y en todos los ríos, en el Serpis, a partir de 2000, se desarrolla un bosque galería de *Salix atrocinera*, de porte arbóreo. La fosilización del cauce es extrema y los índices son bajos, incluso después de las crecidas ocurridas entre diciembre de 2016 y marzo de 2017, con picos de 80, 57.5 y 55.7 m^3/s, los de mayor magnitud desde la construcción del embalse. El flujo basal del Serpis posibilita el desarrollo del bosque galería, mientras que, en los otros ríos efímeros, la vegetación terrestre arbustiva es arrastrada durante las crecidas. Por último, señalar que los indicadores utilizados sirven para valorar la capacidad de regeneración natural de los cauces y proponer actuaciones de restauración.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL-2013-44917-R y CGL2017-86839-C3-1-R del MINECO.

Bibliografía

Egozi, R., Ashmore, P. 2008. Defining and measuring braiding intensity. Earth Surface Processes and Landforms, 33(14), 2121-2138.

Gran, K., Paola, C. 2001. Riparian vegetation controls on braided stream dynamics. Water Resources Research, 37(12), 3275-3283.

Segura-Beltrán, F. and Sanchis-Ibor, C. 2013. Assessment of channel changes in a Mediterranean ephemeral stream since the early twentieth century. The Rambla de Cervera, eastern Spain. Geomorphology, 201, 199-214.

Sanchis-Ibor, C., Segura-Beltrán, F., Almonacid-Caballer, J. 2017. Channel forms recovery in an ephemeral river after gravel mining (Palancia River, Eastern Spain). Catena, 158, 357-370.

Surian, N. 1999. Channel changes due to river regulation: the case of the Piave River, Italy. Earth Surface Processes and Landforms, 24(12), 1135-1151.

Geomorfología urbana: mapa geomorfológico de Valladolid

E. Serrano, D. Méndez González y A. Martínez Fernández

Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid, Valladolid, Castilla y León

URBAN GEOMORPHOLOGY: GEOMORPHOLOGICAL MAP OF VALLADOLID: Valladolid is located between two branch of the Esgueva River and the Pisuerga river, on a fluvial terrace system. A 1:25,000 scale geomorphological map of the city of Valladolid have been made and landforms related with urban development and dynamic. The city has taken advantage of relief elements (structural, fluvial and slopes landforms) to grow but landform and geomorphological processes have conditioned growth and urban morphology of Valladolid. The city has modified the dynamic of the Pisuerga upstream and downstream and the alluvial fan is today a relic alluvial cone by anthropogenic causes. Geomorphological units have been established relating land occupation, landforms and urban growth. The urban planimetry show their adaptation to the alluvial fan and terraces and determine the internal organization of the city, a dissymmetry between the east and west of the Pisuerga.

Palabras clave: Geomorfología antrópica, Geomorfología urbana, Pisuerga, Valladolid.
Key words: Anthropogenic geomorphology, Urban geomorphology, Pisuerga, Valladolid.

Introducción

Las ciudades alteran profundamente el medio natural sobre el que se asientan, pero también se adaptan a él, de modo diferente en cada momento de su historia urbana. En la ciudad la interferencia humana con los procesos geomorfológicos es máxima y por lo tanto, perturba el equilibrio dinámico de procesos a escala geológica, generando formas de origen antrópico ajenas al paisaje natural e íntimamente asociadas con las diferentes culturas y sociedades. La geomorfología urbana combina el estudio litológico, estructural, hidrológico y geomorfológico (formas y procesos) con la estructura y morfología urbana, analizando las geoformas naturales, las modificadas por la acción humana y las artificiales (Szabó, 2010; Cisma, 2010). Su objetivo es doble, por un lado explicar cómo los elementos del medio físico sobre los que se asienta y desarrolla una ciudad, el relieve y la hidrología, condicionan y han condicionado la ocupación urbana, y por otro como estos mismos elementos son modificados por la acción humana. De este modo, el mapa geomorfológico permite establecer las conexiones entre el desarrollo histórico, el planeamiento urbano y los procesos geomorfo-lógicos (del Monte et al. 2016).

Valladolid tiene una población de 299.715 hab. (2017) y se sitúa en el centro de la Cuenca del Duero (41°39′07″N- 4°43′43″O) a 690 m de altitud. La ciudad está ubicada en el valle de Pisuerga, en un abanico aluvial del Esgueva y en el sistema de terrazas fluviales y glacis entre plataformas estructurales, en un ámbito de relieve aclinal, donde el río Pisuerga ha elaborado el amplio valle fluvial.

El objetivo de este trabajo es realizar un mapa geomorfológico de la ciudad de Valladolid y alrededores a escala 1:25,000 para relacionar los elementos naturales con el desarrollo y la dinámica urbana.

Métodos

La elaboración del mapa geomorfológico parte del estudio de campo y la información bibliográfica (geográfica, geomorfológica, histórica, geológica, urbanística). Se ha utilizado el sistema cartográfico de la Sociedad Española de Geomorfología (Peña Monné, 1997), que combina los sistemas cartográficos francés (CNRS-70) y holandés (sistema ITC) y se adapta perfectamente a la cartografía de áreas planas, sistemas fluviales y propuestas aplicadas (Verstappen, 2011). La leyenda tiene 39 elementos organizados en colores y símbolos, que incluyen terrazas fluviales, laderas, elementos antrópicos y fisiográficos.

La generación del mapa geomorfológico implicó el uso de mapas y el DEM obtenido del IDECYL (Gobierno Regional de Castilla y León), imágenes satelitales y vuelos fotogra-métricos (1945-46, 1945-1986 y 2014). El mapa se ha elaborado con ArcGIS, a escala 1:

En: García, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

25.000. Las diferentes capas (topografía, sombreado, pendientes, curvas de nivel y tejido construido) se trataron con el programa de dibujo vectorial "Inskape", y la geo-referenciación se realizó en ETRS 89.

Resultados

El mapa geomorfológico permite relacionar los elementos naturales con la ocupación de suelo y el desarrollo urbano, y establecer unidades dinámicas y geomorfológicas. Aunque las causas políticas, sociales y económicas son responsables del crecimiento urbano y la expansión de Valladolid, en detalle, la forma de relieve y los procesos geomorfológicos han condicionado el crecimiento y la morfología urbana.

Las formas de modelado.

Valladolid se sitúa en el tramo más bajo del río Pisuerga a unos 15 km aproximadamente de su desembocadura en el Duero. Las terrazas fluviales y los conos aluviales, pertenecientes al sistema morfogenético fluvial, son las formas más significativas (tabla 1):

- Conos aluviales. El Esgueva generó dos conos aluviales en su confluencia con el Pisuerga. Ambos configuran la ancha planicie con muy poca pendiente (0-4º) de este a oeste, atravesada por los ramales del Esgueva hasta principios del siglo XX, cuando fueron enterrados por primera vez (1903) y posteriormente desviados (1915). La obstrucción del valle de Pisuerga por el abanico aluvial del Esgueva implicó el bloqueo del valle aguas arriba y la génesis de meandros inmediatamente al norte del cono aluvial (Soto de Medinilla y La Overuela). El río Pisuerga también se adaptó a los conos aluviales y su desplazamiento hacia el oeste para erosionar las terrazas occidentales del valle.

- El sistema de terrazas fluviales encajadas se compone de seis niveles de terrazas que forman una amplia llanura escalonada y enlazan mediante sucesivos niveles de glacis con las plataformas estructurales de los páramos.

Desarrollo urbano y morfología

La ciudad Valladolid no adquiere su estructura plenamente urbana hasta el siglo XIX (García-Fernández, 1972) cuando supera los límites de la segunda muralla (s.XV) y se inicia un crecimiento y cambio urbano bien conocidos (García Fernández, 1972, 2000; Sainz Guerra, 1990; Calderón et al. 1991). Las fases de ocupación de las formas son: primero, la ocupación de los conos aluviales durante el periodo pre-urbano y en el origen de la ciudad; segundo, la expansión urbana y ocupación de las terrazas fluviales ya en el siglo XIX, asociado a la construcción del ferro-carril y los barrios de trabajadores, superando al río como barrera desde mediados del s.XIX; y tercero, la expansión por las terrazas altas y las del sur (terrazas 6 y 7) a finales del s.XX y en el s.XXI.

El paisaje urbano y las formas de relieve

La planimetría urbana se adapta a las formas a pesar de la planitud topográfica dominante. El centro de la ciudad ocupa sen-

Sistema de formas		Geoformas	
Estructural (Estratos horizontales)		Plataformas estructurales (páramos) Altitud:840- 860 Pendiente: < 2º	
		Cerros testigos Altitud:860 Pendiente:< 2º	
		Antecerros	
		Pendiente:	
Modelado	Laderas	Glacis700-790 Pendiente:8º-2º	
	Fluvial	Terrazas	I. Altitud:800 Pendiente: 0-2º
			II. Altitud:799-770 Pendiente:0-2º
			III. Altitud:769- 750 Pendiente:0-2º
			IV. Altitud:749- 730 Pendiente: 0-2º
			V. Altitud: 729-715 Pendiente:0-2º
			VI. Altitud: 714-700 Pendiente:0-2º
		Conos aluviales Altitud: 685-700 Pendiente:0-4º	
		Llanura de inundación Altitud: 680- 670 Pendiente:0-1º	
		Valles en cuna Altitud:690-730	

Tabla 1. Formas más representativas en la ciudad.
Table 1. Representative landforms of the city.

sendos abanicos aluviales, el más grande originó una pequeña colina entre dos ramales en su porción distal, protegida de las inundaciones del río Esgueva, origen de la ciudad. En las partes distales de los conos aluviales, las calles muestran una adaptación estricta a la pendiente, un patrón que desaparece hacia el este. En el cono aluvial norte las calles de la parte histórica de la ciudad siguen las depresiones de los ramales, pero solo hacia el norte (La Rondilla) y hacia el sur (al oeste de la Plaza Mayor) las calles también siguen la leve pendiente del cono aluvial.

Los seis niveles de terrazas fluviales determi-nan la organización interna de la ciudad, caracterizada por la disimetría a este y oeste del Pisuerga. Si las terrazas orientales están ocupa-das por un uso urbano continuo y heterogéneo, las terrazas fluviales occidentales están ocupadas por paisajes residenciales.

En la ciudad se observa una cierta relación entre paisajes urbanos y unidades geomorfoló-gicas (Tabla 2). El centro de la ciudad, ubicado en el abanico norte, configura un paisaje urbano de centro histórico que incluye las calles medievales y las de la expansión burguesa. A su alrededor, la corona de los paisajes residen-ciales urbanos, de clase trabajadora y de naturaleza funcional, ocupan la terraza inferior tanto al este como al oeste. Las terrazas medias presentan paisajes residenciales y de clase trabajadora al este y al oeste, y por último, fuera de esta área, en las terrazas del medio, hay paisajes residenciales, marginales e industriales. Una excepción son los recientes paisajes residenciales del sur en la terraza inferior del Pisuerga. La sexta terraza, la primera terraza intermedia que se urbanizará a fines del siglo XIX, está ocupada por paisajes urbanos muy diversos, resultado de usos militares, industriales, de servicios (hospitalarios) y residenciales. Las terrazas restantes (4ª al este, y terrazas medias y altas al oeste) tienen un paisaje residencial, y o no están completamente urbanizadas, o están ocupadas por parques urbanos (Fuente el Sol y Contiendas) o industrias. Los paisajes industriales ocupan una gran parte de las terrazas más bajas cerca del Pisuerga, donde se estableció la gran industria, empujando los paisajes residenciales hacia las terrazas altas. En la llanura de inundación dominan, como es preceptivo en el planeamiento urbano, los usos recreativos (parques urbanos) e instalaciones del ayuntamiento, pero también hay vecindarios de clase trabajadora. En Arturo Eyries y Santos Pilarica se han construido diques artificiales para evitar inundaciones en áreas de alto riesgo (Ortega et al., 2004). Pero la mayor heterogeneidad se encuentra en los valles transversales con paisajes residenciales recientes, transforma-ciones de la topografía (centro de exposiciones, estadio), usos industriales (vertedero de basura, fábrica de cemento) o usos militares, y en los glacis, con el predominio de servicios y paisajes indus-triales

Conclusiones

Valladolid se sitúa en un sistema fluvial de confluencia de dos ríos (Esgueva y Pisuerga) formado por dos conos aluviales. Estos han sido capaces de modificar la dinámica del Pisuerga aguas arriba y abajo mediante la génesis de meandros de elevada sinuosidad al norte y el desplazamiento de su curso al oeste.

Paisaje urbano	**Geoformas**	**Unidades y Ejemplos**	
Centro histórico	Cono aluvial		San Miguel
Expansión burguesa	Cono aluvial		Acera Recoletos
Barrios de trabajadores	Terrazas bajas Llanura de inundación	I	La Overuela, Endasa, Arturo Eyries
	Terrazas medias Or. Terrazas medias Occ.	II	Flores, Girón,Pajarillos altos, Cuatro de Marzo, Viudas Maruquesa.
Barrios residenciales	Terrazas altas Terrazas medias		Fuente Berrocal Parquesol Huerta del Rey
Suelo industrial	Terrazas medias y bajas		Argales
	Glacis	V	San Cristóbal
	Fondos de valle		Berrocal

Tabla 2. Paisajes urbanos y ocupación de geoformas en Valladolid. Fuente: mapa geomorfológico y fichas de barrios de Revisión PGOUVA (PROINTEC, 2012).
Table 2. Urban landscape and landforms occupation in Valladolid

El centro de la ciudad ocupó los abanicos aluviales. El más grande originó una pequeña colina entre dos ramales en su porción distal, donde se ubicó la ciudad original, protegida de las inundaciones del río Esgueva.

El cono aluvial ha pasado de ser plena-mente activo a un cono aluvial relicto por causas antrópicas. Sobre el cono aluvial se ha produci-do la modificación humana más intensa, pues las crecidas formaron parte de la historia urbana mdiante una fuerte presión ambiental hasta su desviación.

La trama urbana refleja la topografía y las formas fluviales, con usos de suelo adaptados al modelado, donde aún hoy, 800 años después de la ocupación de los conos aluviales, la trama vial mantiene calles perpendiculares al Pisuerga dispuestas en abanico.

La organización interna de la ciudad también está condicionada por los seis niveles de terrazas fluviales, mostrando una disimetría a este y oeste del Pisuerga, con un uso urbano continuo y heterogéneo en las terrazas orientales, y paisajes residenciales en las occidentales. La ciudad ha modificado la dinámica del Pisuerga y los abanicos aluviales, que por primera vez se representan en una cartografía geomorfológica.

Bibliografía

Calderón, B; Sáinz Guerra, J.L.; Mata, S.1991. *Cartografía histórica de la ciudad de Valladolid.* Ámbito ediciones. Valladolid.

Cisma, P.2010. Urban development and anthropogenic geomorphology. En Szabó, J., Dávid, L., Lóczy, D. (eds.). 2010. Anthro-pogenic Geomorphology: A Guide to Man-Made Landforms. Springer, Dordrecht, 179-189.

Del Monte, M., D'orefice, M., Luberti, G.M., Marini, R. Pica, A., Vergari, F. 2016. Geomorphological classification of urban landscapes: the case study of Rome (Italy). Journal of Maps 12 (1), 178-189.

García Fernández, J. 2000. *Valladolid, de la ciudad a la aglomeración.* Ariel, Barcelona.

García-Fernández, J. 1972. Crecimiento y estructura urbana de Valladolid. Libros de la Frontera, Barcelona.

Ortega, M.T; Morales, C.G.; Labajo, J.L.; Piorno, A. 2004. Crecimiento urbano y riesgos climáticos: el caso de Valladolid. En El Clima entre el mar y la montaña. AEC-Universidad de Cantabria. Santander, 81-92.

Peña Monné, J.L.1997. *Cartografía geomorfo-lógica básica y aplicada.* Geoforma ediciones. Logroño.

PROINTEC 2012. *Revisión del Plan General de Ordenación Urbana de Valladolid.* Ayuntamiento de Valladolid. Valladolid.

Sainz Guerra, J.L. 1990. Cartografía y Ciudad. Las huellas de la ciudad en la cartografía de Valladolid hasta el siglo XIX. Ayuntamiento de Valladolid, Valladolid.

Szabó, J.2010. Anthropogenic geomorphology: subjects and systems. En Szabó, J., Dávid, L., Lóczy, D. (eds.). Anthropogenic Geomor-phology: A Guide to Man-Made Landforms. Springer Verlag, Dordrecht, 3-12.

Vestappen, H.T. 2011. Old and new trends in geomorphological and landform mapping. En Smith, M.J., Aron, P.; Griffiths, J.S. (eds.). Geomorphological mapping. Methods and applications. Elsevier, Oxford, 13-38.


UIB
Universitat
de les Illes Balears
#UIB_
5segles_
40anys