XIV Reunión Nacional de Cuaternario, Granada

30 de Junio, 1 y 2 de Julio 2015

Una visión global del Cuaternario

El hombre como condicionante de procesos geológicos

Patrocinio científico e institucional:

MINISTERIO DE ECONOMÍA Y COMPETITIVIDAD

Instituto Geológico y Minero de España

AEQUA

BETA Radiocarbon Dating

Consistent Accuracy Delivered On-Time

Beta Analytic Ltd.

JUNTA DE ANDALUCIA

Patronato de la Alhambra y Generalife

CONSEJERÍA DE EDUCACIÓN, CULTURA Y DEPORTE

MINISTERIO DE ECONOMÍA Y COMPETITIVIDAD

CSIC

Consejo Superior de Investigaciones Científicas

Organización:

Universidad de Granada

Dpto. Geodinámica

ANÁLISIS DEL RELIEVE Y PROCESOS ACTIVOS

J. P. Galve, J. M. Azañón, J. V. Pérez Peña y P. Ruano (Eds.)

© XIV Reunión Nacional de Cuaternario (Granada, 2015)

J. P. Galve, J. M. Azañón, J. V. Pérez Peña y P. Ruano (Eds.)

Foto portada: Vista aérea del borde occidental de Sierra Nevada desde la parte norte de la Cuenca de Granada. En primer plano se aprecia el abanico aluvial de la Formación Alhambra, sobre el que se asientan los Palacios Nazaríes del mismo nombre, disectado por los ríos Darro y Genil. Detrás en un segundo plano y hacía el SE se distinguen los relieves de media montaña en los que aflora el Complejo Alpujárride y los relieves nevados de alta montaña en los que aflora el Complejo estructuralmente más bajo de las Zonas Internas de la Cordillera Bética, el Complejo Nevado-Filabride. Fuente: Aviofoto.

Diseño portada: José Vicente Pérez Peña, Patricia Ruano y Jorge Pedro Galve

Depósito legal E-book formato pdf: GR-876-2015

ISBN E-book formato pdf: 978-84-606-9417-5

Los trabajos contenidos en el presente volumen deberán citarse de la siguiente manera:
Cearreta, A. (2015). El "Anthropocene Working Group" y la definición geológica del Antropoceno. En: Una visión global del Cuaternario. El hombre como condicionante de procesos geológicos (J. P. Galve, J. M. Azañón, J. V. Pérez Peña y P. Ruano, Eds.), pp. 248-251. XIV Reunión Nacional de Cuaternario, Granada (España).

Una visión global del Cuaternario. El hombre como condicionante de procesos geológicos

Jorge Pedro Galve, José Miguel Azañón, José Vicente Pérez Peña y Patricia Ruano (editores)

XIV Reunión Nacional de Cuaternario. Granada, 2015

Coordinación:

José Miguel Azañón Hernández. Dpto. Geodinámica (UGR)

José Vicente Pérez Peña. Dpto. Geodinámica (UGR)

Jorge Pedro Galve Arnedo. Dpto. Geodinámica (UGR)

Comité organizador:

Pedro Alfaro (UA), María Begoña Bautista Dávila (USAL), Patricia Brañas (GRXWorkshop), Julia Castro (UA), Francisca Fernández (UGR), Francisco Juan García-Tortosa (UJAEN), Flavio Giaconia (UGR), Pedro Huerta (USAL), Iván Martín Rojas (UJAEN), Rosa M. Mateos (IGME), Davide Notti (UGR), Francisco J. Roldán (Instituto Geológico y Minero), Patricia Ruano (UGR, IACT-CSIC), Juan Carlos Rubio (IGME), Pablo Silva (USAL)

Comité Científico:

José Miguel Azañón (UGR), Antonio Azor (UGR), Javier Baena (UAM), Teresa Bardají (UAH), Alfonso Benito (CENIEH), Guillermo Booth-Rea (UGR), Pilar Carmona (UV), Rosa Carrasco (UCLM), Alejandro Cearreta (UPV), Fernando Díaz del Olmo (US), Andrés Díez (IGME), Jorge P. Galve (UGR), Francisco Javier Gracia (UCA), Inma Guerrero (US), Francisco Gutiérrez-Santolalla (UNIZAR), Pedro Huertas (USAL), Gonzalo Jiménez (UGR), Jesús Francisco Jordá-Pardo (UNED), Angel Martín-Serrano (IGME), Rosa M. Mateos (IGME), Ana Moreno (IPE-CSIC), José Vicente Pérez-Peña (UGR), Francisco Pérez-Torrado (ULPGC), Miguel Ángel Rodríguez- Pascua (IGME), Joaquín Rodríguez-Vidal (UHU), Francisco J. Roldán (IGME), Antonio Rosas (MNCN-CSIC), Patricia Ruano (UGR), Pablo Silva (USAL), Cesar Viseras (UGR).

Organización:

Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada
Grupo de Análisis del Relieve y Procesos Activos

Patrocinio científico e institucional:

AEQUA

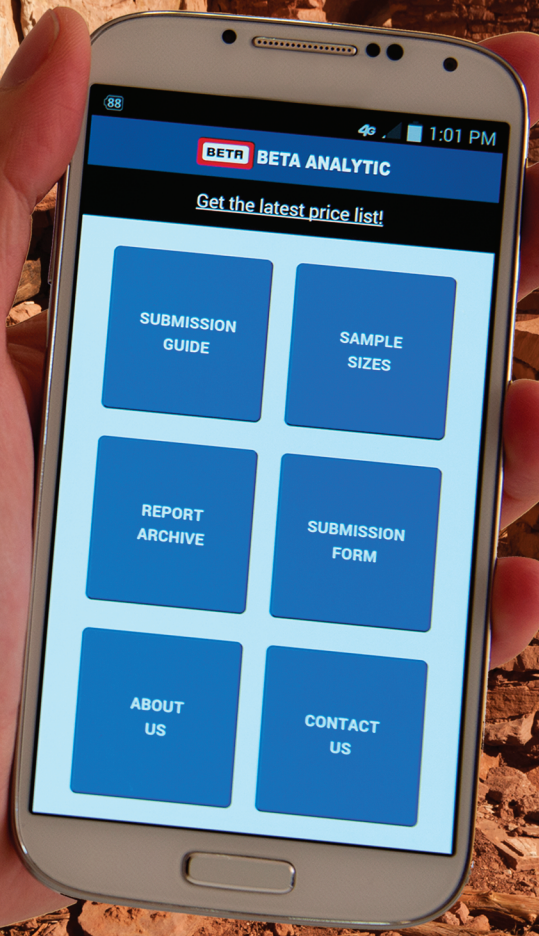
Patronato de la Alhambra y Generalife

Instituto Geológico y Minero de España

CSIC

Beta Analytic Ltd.

Sus fechas radiocarbónicas
Nuestra experiencia
Todo en su bolsillo



- Resultados de alta calidad en 2-14 días laborables
- Consultas antes, durante y después del análisis

BETA

Beta Analytic
Datación por radiocarbono
Desde 1979

Descubra la aplicación gratuita de BETA en:

radiocarbon.com/app

Prólogo

Durante la última asamblea general de AEQUA, celebrada en la Reunión de Andorra de 2011, se acordó la celebración de la decimocuarta edición en la ciudad de Granada a principios del verano de 2015.

Ha llegado el momento y, desde esta ciudad milenaria y llena de historia, nos gustaría dar la bienvenida a todos los investigadores seniors y juniors que han contribuido a llenar de contenido AEQUA 2015. Hemos recibido manuscritos originales de lugares tan diversos como: España, Albania, Argentina, Costa Rica, Ecuador, Marruecos, Túnez y la Antártida, lo que denota el gran interés que despierta la presente convocatoria. Aunque la ciencia en nuestro país pasa por momentos difíciles, el esfuerzo y la calidad científica de nuestros trabajos no decaen, posicionándonos cada vez más a nivel internacional como referentes en los estudios sobre el Cuaternario.

Hablamos ya de una nueva era: El Antropoceno, marcada por la incidencia de la especie humana en el planeta Tierra, un agente geomorfológico sin parangón. Según recientes estadísticas, el 75% de las tierras no cubiertas por el hielo están modificadas por el hombre. Como comunidad científica no dejamos de ser conscientes del impacto de nuestra especie y tenemos la enorme responsabilidad de contribuir con nuestro conocimiento a establecer y cuantificar los efectos que generamos, con la finalidad de minimizarlos.

En la presente edición se demuestra la energía e ilusión por la investigación sobre el Cuaternario. Especialistas de varias disciplinas comparten espacios comunes en el Palacio de la Madraza, la universidad árabe del antiguo Reino nazarí de Granada. Un ambiente familiar y distendido que permite un flujo e intercambio de conocimientos en un marco abierto a la discusión.

Zaragoza ofrece su candidatura para albergar el congreso INQUA 2019. Desde la organización de AEQUA 2015 ofrecemos todo nuestro cariño y apoyo a la iniciativa. Nada mejor que reencontrarnos en la capital del Ebro dentro de cuatro años con el resto de nuestros colegas internacionales.

Equipo organizador AEQUA 2015

En este volumen se publican las 67 comunicaciones que se han presentado en la XIV Reunión Nacional de Cuaternario:

S01. Geología y Geomorfología de Sistemas Fluviales.
Coord. P.G. Silva (USAL)
Nº contribuciones: 5

S02. Geología y Geomorfología de Sistemas litorales
Coord. T. Bardají (UAH), J. Rodríguez-Vidal (UHU)
Nº contribuciones: 4

S03. Geoarqueología, Prehistoria y Poblamiento Humano
Coord. A. Rosas (MNCN-CSIC)
Nº contribuciones: 8

S04. Registros Paleoambientales, Edáficos, Paleoclimáticos y Paleontológicos
Coord. A. Moreno (IPE-CSIC)
Nº contribuciones: 11

S05. Glaciarismo y Periglaciarismo
Coord. R. Carrasco (UCLM)
Nº contribuciones: 6

S06. Tectónica Cuaternaria, Vulcanismo y Paleosismicidad
Coord. J.M. Azañón (UGR), M. Rodríguez Pascua (IGME)
Nº contribuciones: 16

S07. La huella de los peligros geológicos
Coord. Rosa M. Mateos (IGME), F. Gutiérrez (UNIZAR)
Nº contribuciones: 5

Simposio: Métodos y herramientas para el análisis del relieve mediante técnicas aéreas y satelitales
Coord. J. V. Pérez-Peña (UGR), J.P. Galve (UGR)
Nº contribuciones: 6

Simposio: Registro sedimentario del *Antropoceno*
Coord. A. Cearreta (EHU-UPV), J. Remondo (UC)
Nº contribuciones: 6

Índice por sesiones

Conferencias invitadas

● CLIMATIC VS. TECTONIC SIGNATURE IN QUATERNARY ALLUVIAL TERRACES: POTENTIALS OF MORPHOMETRIC TOOLS. Della Seta, M. 2

● SENSIBILIDAD DEL REGISTRO GEOQUÍMICO A LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN EL MEDITERRÁNEO DURANTE EL ÚLTIMO CICLO GLACIAL. Martínez-Ruiz, F. 3

●ANÁLISIS GEOLÓGICO DE LOS TERREMOTOS EN ESPAÑA : REGISTROS MULTIARCHIVO , PALEOGEOGRAFÍA Y PARAMETRIZACIÓN DE EVENTOS ANTIGUOS. Silva, P. G. 4

Sesión 01. Geología y Geomorfología de Sistemas Fluviales

S01-01 GEOCRONOLOGÍA DE LAS TERRAZAS DEL PLEISTOCENO MEDIO Y SUPERIOR DEL VALLE DEL RÍO TAJO EN TOLEDO. Roquero, E., Silva, P.G., López-Recio, M., Cunha, P.P., Tapias, F., Morín, J., Alcaraz-Castaño, M., Carrobles, J., Murray, A.S., Buylaert, J.P. 8

S01-02 TERRAZAS FLUVIALES Y REGISTRO ENDOKÁRSTICO DEL VALLE DEL RÍO DEBA (GIPUZKOA): UNA VISIÓN INTEGRADA DE LA EVOLUCIÓN DE LOS VALLES CANTÁBRICOS. Arriolabengoa, M., Iriarte, E., del Val, M., Aranburu, A. 13

S01-03 CARTOGRAFÍA DE LAS ÁREAS POTENCIALES DE TERRAZAS EN LOS VALLES FLUVIALES DEL MARGEN CANTÁBRICO ORIENTAL (PAÍS VASCO) A PARTIR DE MODELOS DIGITALES DE ELEVACIÓN BASADOS EN DATOS LiDAR. del Val, M., Iriarte, E., Arriolabengoa, M., Aranburu, A.....17

S01-04 CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO DE LA CRONOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS DE TERRAZA DE LOS RIOS EBRO E HÍJAR EN LA ZONA DE REINOSA (CANTABRIA). Perucha, M.A., Medialdea, A., Mediato, J.F., Salazar, A.....20

S01-05 DATACIÓN POR LUMINISCENCIA ÓPTICAMENTE ESTIMULADA (OSL) APLICADA AL ESTUDIO DE SEDIMENTOS DE CRECIDA RECIENTES. Medialdea, A., Benito, G., Thomsen, K.J. 24

Sesión 02. Geología y Geomorfología de Sistemas litorales

S02-01 EVOLUCION DEL ESTUARIO DEL RIO PIEDRAS (HUELVA) DURANTE EL HOLOCENO. Lario, J., Spencer, C., Zazo, C., Goy, J., Cabero, A., Dabrio, C.J., Bardají, T., Borja, F., Civis, J., Borja, C., Alonso-Azcárate, J...28

S02-02 LAS GRIETAS DE ACANTILADO COMO UN NUEVO TIPO DE REGISTRO DE TSUNAMITAS: EJEMPLO EN LA COSTA DE GIBRALTAR. Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., González-Regalado, M.L., Gómez, P., Clemente, M.J., Ruiz, F., Toscano, A., Izquierdo, T., Abad, M.....31

S02-03 DATACIONES POR LUMINISCENICA DE LOS DEPOSITOS ALUVIALES Y DELTAICOS DE LA LLANURA COSTERA DE CASTELLÓN. IMPLICACIONES PALEOGEOGRÁFICAS. Mediato, J.F., Medialdea, A., Mediavilla, R.M., Salazar, A., Santisteban, J.I., Perucha, M.A., Dabrio, C.J.....33

S02-04 EVIDENCIAS DE PALEODESCARGAS EN SIERRA DE GÁDOR (AGUADULCE, ALMERÍA). Sola, F., Vallejos, A., Currás, J., Daniele, L., Pulido-Bosch, A. 37

Sesión 03. Geoarqueología, Prehistoria y Poblamiento Humano

S03-01 DINÁMICAS POBLACIONALES EN EL CENTRO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA DURANTE EL PLEISTOCENO SUPERIOR: UN NUEVO PROYECTO GEOARQUEOLÓGICO. Alcaraz-Castaño, M., Weniger, G.-C., Alcolea, J.J., Kehl, M., Baena, J., Yravedra, J., Sáez, J.A.L.-, de Balbín, R., Cuartero, F.....42

S03-02 ESTUDIO PRELIMINAR DE LAS TAFOFACIES DEL PLEISTOCENO INFERIOR DEL YACIMIENTO DE EL FORN (BARRANC DE LA BOELLA, TARRAGONA). Rosas, A., Saladié, P., Huguet, R., Cáceres, I., Pineda, A., Ollé, A., Mosquera, M., García-Tabernero, A., Estalrrich, A., Pérez-Criado, L., Rodríguez-Pérez, F., Lozano-Fernández, I., López-Polín, L., Moreno, E., Vergés, J.M., Expósito, I., Agustí, J., Carbonell, E., Capdevila, R., Vallverdú, J. 46
S03-03 LAS ARENAS DE MENGABRIL (VEGAS ALTAS DEL GUADIANA, BADAJOZ). CONTRIBUCIÓN AL ESTUDIO DE LOS MANTOS EÓLICOS DEL HOLOCENO. Borja, F., Borja, C., Mayoral, V., de Tena, M.T., Caro, J.A. 49
S03-04 ANÁLISIS ESTADÍSTICO MULTIVARIANTE APLICADO AL ESTUDIO DE YACIMIENTOS DEL PALEOLÍTICO ANTIGUO. Lainez Fernández-Heredia, A. 53
S03-05 OCUPACIÓN DE LA CUEVA DEL OCHO DURANTE EL NEOLÍTICO ANTIGUO (COMPLEJO KÁRSTICO DEL CERRO DE SANTIAGO, CAZALLA DE LA SIERRA, SEVILLA). ESTUDIO GEOARQUEOLÓGICO PRELIMINAR. Borja, C., Caro, J.A., Díaz de Olmo, F., Recio, J.M., Álvarez, G., Martínez, A. 56
S03-06 ESTUDIO GEOARQUEOLÓGICO PRELIMINAR DE LOS DEPÓSITOS FLUVIALES DE LA TERRAZA +8M DEL RÍO MANZANARES Y DEL ANTIGUO ARROYO PRADOLONGO EN EL TRAMO FINAL DEL VALLE MEDIO DEL MANZANARES (MADRID). Tapias, F., Escolá, M., Dones, V., Manzano, I., Sánchez, F., Sanabria, P.J., Díaz, M.A., Expósito, A., Marinas, E., Cuartero, F., Alcaraz-Castaño, M., Ruiz-Zapata, B., Gil, M.J., Morín, J., Silva, P.G., Roquero, E., Torres, T., Ortiz, J.E. 60
S03-07 EFECTOS DESTRUCTIVOS POR INUNDACIONES RELÁMPAGO SOBRE CIVILIZACIONES AGRARIAS (SIGLOS VII Y VIII). BORDE ORIENTAL DE SIERRA NEVADA, CUENCA DE GRANADA. Roldán, F.J., Puertas García, J., Turatti Guerrero, R., Azañón, J.M., Puertas García, M.E., Mateos, R.M. 65
S03-08 ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DEL LEGADO SEDIMENTARIO EN LA FRONTERA ENTRE LOS REINOS CASTELLANO Y NAZARÍ (ARROYO SALADO DE LARVA, ALTO GUADALQUIVIR , s . XIII-XV). García-García, F., Calero, J., Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez, M., Sánchez-Rodrigo, F. 69

Sesión 04. Registros Paleoambientales, Edáficos, Paleoclimáticos y Paleontológicos

S04-01 PRESENT-DAY MONITORING AND CLIMATE VARIABILITY DURING THE HOLOCENE AT THE IBERIAN RANGE INFERRED FROM SPELEOTHEMS. Pérez-Mejías, C., Moreno, A., Bartolomé, M., Sancho, C., Cacho, I., Stoll, H., Delgado-Huertas, A., Edwards, R., Cheng, H. 74
S04-02 LA CUEVA HELADA DE CASTERET (PNOMP, HUESCA): PRIMERAS APORTACIONES DEL REGISTRO DE HIELO. . Leunda, M., Bartolomé, M., Sancho, C., Moreno, A., Oliva-Urcia, B., González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., Gomollón, A. 78
S04-03 TRACKING THE ORIGIN OF δ18O VARIABILITY IN SPELEOTHEMS: EXAMPLES FROM THE ORDESA AND MONTE PERDIDO NATIONAL PARK (NE IBERIA). Moreno, A., Bartolomé, M., Pérez, C., Sancho, C., Cacho, I., Stoll, H., Delgado-Huertas, A., Edwards, R., Cheng, H. 82
S04-04 RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMATICA DE LOS ÚLTIMOS 500 AÑOS A PARTIR DE ESPELEOTEMAS (CUEVA DE SESO, PIRINEO CENTRAL, HUESCA). Bartolomé, M., Moreno, A., Sancho, C., Cacho, I., Stoll, H., Edwards, R.L., Cheng, H., Mas, J., Fuertes, X. 86
S04-05 ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE ESPELEOTEMAS DEL SURESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. CARACTERIZACIÓN DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS. Jiménez De Cisneros, C., Sequero, C., González-Román, A., Caballero, E. 90
S04-06 LAS TOBAS HOLOCENAS DEL RÍO QUEILES EN VOZMEDIANO (PROVINCIA DE SORIA, CORDILLERA IBÉRICA). Bartolomé, M., Aranbarri, J., Sancho, C., Alcolea, M., Arenas, C., Moreno, A., González-Sampériz, P. 94
S04-07 DATACIÓN DE SEDIMENTOS LACUSTRES RECIENTES DEL LAGO ENOL MEDIANTE 239,240 Pu. Casas, M., Mata, M.P., Barbero, L., Moreno, A., Morellón, M., Vegas, J., Sánchez España, J., Navas, A., Ballesteros, P., Valero Garcés, B.L. 98
S04-08 LA INTERACCIÓN DE CLIMA, TECTÓNICA Y ACTIVIDADES HUMANAS EN LA EVOLUCIÓN DE LAS ZONAS COSTERAS MEDITERRÁNEAS: EL REGISTRO HOLOCENO DEL LAGOON DE BUTRINT (ALBANIA). Morellón, M., Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., Wagner, B. 101
S04-09 SHORT-LIVED AND SMALL SCALE FLUCTUATIONS OF SEA LEVEL DURING THE FIRST HIGHSTAND OF MIS 5e IN SOUTHEASTERN IBERIAN PENINSULA. Bardají, T., Cabero, A., Zazo, C., Lario, J., Dabrio, C.J., Goy, J., Silva, P.G., Roquero, E. 106

S04-10 LA DATACIÓN DE GRANOS DE CUARZO ÓPTICAMENTE BLANQUEADOS PROCEDENTES DE DEPOSITOS CUATERNARIOS MEDIANTE RESONANCIA PARAMAGNÉTICA ELECTRÓNICA: ESTADO ACTUAL DEL MÉTODO. Duval, M. 110
S04-11 ACTUALIZACIÓN DEL MAPA DEL CUATERNARIO DE ESPAÑA (E. 1:1.000.000) Y CONTRIBUCIÓN ESPAÑOLA AL" INTERNATIONAL QUATERNARY MAP OF EUROPE (E. 1:2.500.000)". Salazar, A., Rodriguez-García, J.A., Sevillano, A., Cañas, V., Adrados, L., Galindo, I., Sánchez, N., Perucha, M.A., Vegas, J., García-Mayordomo, J., Díaz de Neira, J.A., Nozal, F.B. 113

Sesión 05. Glaciarismo y Periglaciarismo

S05-01 ACTUALIZACIÓN DE LA CARTOGRAFÍA 1:1.000.000 DEL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL LOCAL EN ESPAÑA. Adrados, L., Salazar, A., Rodríguez, J.A. 118
S05-02 LOS GLACIARES PLEISTOCENOS DE LA SIERRA DE CABEZU LLEROSOS (PICOS DE EUROPA, MONTAÑAS CANTÁBRICAS). Ruiz-Fernández, J., Oliva, M., García-Hernández, C., Gallinar, D., Pellitero, R., Žebre, M. 122
S05-03 LA MÁXIMA EXTENSIÓN DE LOS HIELOS EN EL SISTEMA CENTRAL IBÉRICO DURANTE EL ÚLTIMO CICLO GLACIAR. Carrasco, R.M., Pedraza, J., Domínguez-Villar, D., Willembring, J.K. 127
S05-04 LA PERIGLACIACIÓN DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. Oliva, M., Serrano, E., Gómez-Ortiz, A., González-Amuchastegui, M.J., Nieuwendam, A., Palacios, D., Pellitero-Ondicol, R., Pérez-Alberti, A., Ruiz-Fernández, J., Valcárcel, M., Vieira, G. 131
S05-05 AMBIENTES PERIGLACIARES EN SIERRA NEVADA DURANTE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO. INTERÉS CIENTÍFICO DE LA INFORMACIÓN DE LOS LIBROS DE ÉPOCA (SIGLOS XVII-XIX). Gómez Ortiz, A., Oliva, M., Salvador-Franch, F., Plana-Castellví, J.A., Sánchez-Gómez, S., Espinar-Moreno, M. 136
S05-06 DEGRADACIÓN DEL PERMAFROST DURANTE EL HOLOCENO SUPERIOR EN UN SISTEMA PARAGLACIAL (PUNTA ELEFANTE, ANTÁRTIDA). Oliva, M., Ruiz-Fernández, J. 141

Sesión 06. Tectónica Cuaternaria, Vulcanismo y Paleosismicidad

S06-01 ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN FRÁGIL EN LAS ISLAS DE TENERIFE Y LANZAROTE (ISLAS CANARIAS, ESPAÑA). RESULTADOS PRELIMINARES. Rodríguez-Pascua, M.A., Sánchez, N., Pérez-López, R., Perucha, M.A., Galindo, I., Romero, C. 146
S06-02 ESTIMATING VENT OPENING PROBABILITY ON EL HIERRO ISLAND (CANARY ISLANDS) USING NEW GEOCHRONOLOGICAL DATA. Becerril, L., Ubide, T., Galé, C., Galindo, I., Morales, J.M., Lago, M., Martí, J., Galve, J.P. 150
S06-03 LONG-TERM HAZARD ASSESSMENT ON QUATERNARY MONOGENETIC VOLCANIC FIELDS USING E-TOOLS. Becerril, L., Bartolini, S., Martí, J., Geyer, A. 155
S06-04 APLICACIÓN DE TÉCNICAS MORFOMÉTRICAS PARA ANALIZAR LA ACTIVIDAD TECTÓNICA, VOLCÁNICA Y DE DESLIZAMIENTOS EN LA REGIÓN CENTRAL DE COSTA RICA. Galve, J.P., Pérez-Peña, J. V., Alvarado, G.E., Azañón, J.M., Mora, M.M., Giaconia, F., Booth-Rea, G., Becerril, L. 158
S06-05 TECTONIC GEOMORPHOLOGY AND VOLCANISM IN THE AYORA-COFRENTES TECTONIC CORRIDOR, VALENCIA (PREBÉTIC, SE SPAIN). Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Elez, J., Rodríguez-Pascua, M.A., Perucha, M.A., Roquero, E., Huerta, P., Martínez-Graña, A. 162
S06-06 THE ROLE OF THE UBRIQUE NORMAL FAULT ZONE ON THE QUATERNARY ALONG-STRIKE RELIEF SEGMENTATION (WESTERN BETICS). Jiménez-Bonilla, A., Balanyá, J.C., Expósito, I., Barcos, L., Díaz-Azpiroz, M. .167
S06-07 ESTRUCTURA DE LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS NEOGENAS-CUATERNARIAS DEL SUR DE ECUADOR MEDIANTE DATOS DE GRAVIMETRÍA: IMPLICACIONES EN LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LOS ANDES. Tamay, J., Galindo-Zaldivar, J., Ruano, P., Soto, J., Lamas-Fernández, F., Azañón, J.M. 171
S06-08 MORPHOTECTONIC ANALYSIS OF THE ACTIVE REGION OF THE SIERRA-NEVADA ELONGATED EXTENSIONAL DOME. Booth-Rea, G., Rodríguez-Ruiz, G., Pérez-Peña, J. V., Azañón, J.M. 175
S06-09 DRAINAGE EVOLUTION ABOVE A REVERSE FAULT-RELATED FOLD: QUATERNARY FLUVIAL CAPTURE AND REORGANIZATION OF THE MEDJERDA RIVER, NORTHERN TUNISIA. Booth-Rea, G., Camafort, M., Pérez-Peña, J. V., Melki, F., Ranero, C.R., Azañón, J.M., Wadday, M., Gracia, E. 179

S06-10 R-PROFILER: UN COMPLEMENTO PARA ARCGIS QUE PERMITE LA EXTRACCIÓN DE PERFILES NORMALIZADOS Y PARAMETROS ASOCIADOS. Pérez-Peña, J. V., Al Awabdeh, M., Galve, J.P., Azañón, J.M., Booth-Rea, G., Notti, D. 183
S06-11 PALEOSISMICIDAD EN LA FALLA DE BAZA: RESULTADOS PRELIMINARES. Castro, J., García-Tortosa, F.J., Martin-Rojas, I., Alfaro, P. 187
S06-12 EVIDENCIAS DE EFECTOS ARQUEOLÓGICOS DE TERREMOTOS (EAEs) EN LA ALHAMBRA (GRANADA, ANDALUCÍA, ESPAÑA). Rodríguez-Pascua, M.A., Perucha, M.A., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., García-Gutiérrez, G.B. 191
S06-13 EFECTOS GEOLÓGICOS DEL TERREMOTO DE DALÍAS-BERJA 1804 AD. (ALMERÍA, SE ESPAÑA). Huerta, P., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A., Bautista-Davila, B. 194
S06-14 PALEOGEOGRAPHY AND PALEOSEISMICITY: THE AD 1048 ORIHUELA EARTHQUAKE CASE STUDY (LOWER SEGURA DEPRESSION, SE SPAIN). Silva, P.G., Bardají, T., Roquero, E., Martínez -Graña, A., Perucha, M.A., Huerta, P., Lario, J., Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Cabero, A., Goy, J., Zazo, C.198
S06-15 EFECTOS ARQUEOSISMOLÓGICOS DEL TERREMOTO DE LISBOA (1755) EN EL PATRIMONIO HISTÓRICO DE LA CIUDAD DE SEGOVIA (ESPAÑA). Rodríguez-Pascua, M.A., Perucha, M.A., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Díez-Herrero, A. 203
S06-16 EFECTOS GEOLÓGICOS Y ARQUEOLÓGICOS PRODUCIDOS POR EL TERREMOTO DE TAVERNES DE LA VALLDIGNA DE 1396 AD (SE DE ESPAÑA). Giner-Robles, J.L., Silva, P.G., Elez, J., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Roquero, E., Bardají, T., Rodríguez-Escudero, E. 207

Sesión 07. La huella de los peligros geológicos

S07-01 MODELADO DE PROCESOS GEOLÓGICOS SUPERFICIALES. EL COLAPSO DEL CERRO DEL CANDADO (MÁLAGA, ESPAÑA). Azañón, J.M., Puertas, M.E., Martínez-Moreno, F.J., Galindo-Zaldivar, J., Ureña, C., Gallego, R.212
S07-02 EL FACTOR ANTRÓPICO EN LAS INESTABILIDADES DE LADERA. LA CARRETERA A-348 (LAS ALPUJARRAS, GRANADA). Notti, D., Fernández-Chacón, F., Galve, J.P., Pérez-Peña, J. V., Azañón, J.M., Mateos, R.M., Lamas-Fernández, F., Roldán, F.J., Pérez, C., Colomo, C.M., Gómez-López, J.M. 215
S07-03 APLICACIÓN DE GPR, ERT Y ANÁLISIS DE RETRODEFORMACIÓN PARA RECONSTRUIR EL IMPACTO DEL DESARROLLO DE DOLINAS EN LA DINÁMICA Y SEDIMENTACIÓN FLUVIAL, VALLE DEL GÁLLEGO, NE ESPAÑA. Zarroca, M., Carbonel, D., Comas, X., Gutiérrez, F., Guerrero, J., Linares, R., Roqué, C., Mozafari, M., Pellicer, X.M. 219
S07-04 PROCESOS ACTIVOS DE EXPANSIÓN LATERAL EN LA VERTIENTE COSTERA DE LA SERRA DE TRAMUNTANA DE MALLORCA. García-Moreno, I., Mateos, R.M., Gelabert, B., Herrera, G., Palmer, E. 223
S07-05 RECENT TSUNAMI DEPOSITS ALONG THE MOROCCAN ATLANTIC COAST. Mhammdi, N., Medina, F..227

Simposio. Métodos y herramientas para el análisis del relieve mediante técnicas aéreas y satelites

S08-01 TÉCNICAS REMOTAS PARA EL ANÁLISIS MULTIESCALA Y MULTITEMPORAL DE FENÓMENOS SUPERFICIALES. Fernández-Chacón, F., Notti, D., Galve, J.P., Pérez-Peña, J. V., Azañón, J.M., Mateos, R.M., Lamas-Fernández, F., Roldán, F.J., Pérez, J.L., Colomo, C., Gómez-López, J.M. 231
S08-02 MONITORIZACIÓN DE EXPANSIÓN LATERAL CON TÉCNICAS DInSAR EN LA COSTA NORTE DE MALLORCA. García-Moreno, I., Mateos, R.M., Gelabert, B., Herrera, G., Palmer, E. 235
S08-03 ANÁLISIS INSAR MULTITEMPORAL Y MULTISATELITAL DEL BORDE NE DE LA CUENCA DE GRANADA: ¿PUEDE EL INSAR DETECTAR MOVIMIENTOS TÉCTONICOS MODERADOS?. Pérez-Peña, J. V., Galve, J., Monserrat, O., Notti, D., Azañón, J., Devanthéry, N., Lamas-Fernández, F., Fernández-Chacón, F., Roldán-García, F.J., Mateos, R.M. 239
S08-04 CONTROL DE DEFORMACIONES DEL TERRENO MEDIANTE LIDAR ÁEREO Y UAV. EL CASO DEL DESLIZAMIENTO DE DIEZMA (GRANADA, ESPAÑA). Azañón, J.M., Mateos, R.M., Abellán, A., Pérez, J.L., Galve, J.P., Pérez-Peña, J. V., Roldán, F.J., Colomo, C.M., Gómez-López, J.M., Notti, D., Fernández-Chacón, F. 243
S08-05 EXPERIENCIA DE RECARGA SOBRE UN ACUIFERO DE COMPORTAMIENTO ELASTICO MEDIANTE DINSAR: CASO DE ESTUDIO DEL ACUIFERO DE MADRID. Ezquerro, P., Herrera, G., Fernández-Merodo, J., Béjar-Pizarro, M., Martínez, R., Marchamalo, M. 245

S08-06 QUANTIFICATION OF A NEW WATER DIVERSITY INDEX FOR LARGE AREAS USING GIS. EXAMPLES IN PARANÁ STATE, XINGU RIVER BASIN (BRAZIL) AND PORTUGAL. Pereira, P., Pereira, D., Santos, L., Silva, J. .249

Simposio. Registro sedimentario del Antropoceno

S09-01 EL ANTHROPOCENE WORKING GROUP Y LA DEFINICIÓN GEOLÓGICA DEL ANTROPOCENO. Cearreta, A. 254
S09-02 THE GREAT ACCELERATION, INTENSIFICATION OF GEOMORPHIC HAZARDS AND THE STARTING POINT OF THE ANTHROPOCENE. Forte, L.M., Hurtado, M.A., Bruschi, V., Bonachea, J., Remondo, J., Gómez-Arozamena, J., da Silva, M., Cavallotto, J.L., Dantas-Ferreira, M., Pejon, O.J., Zuquette, L.V., Cendrero, A. 258
S09-03 EL ANTROPOCENO EN EL CANTÁBRICO ORIENTAL: QUIMIOESTRATIGRAFÍA ISÓTOPICA DEL PLOMO EN SEDIMENTOS ESTUARINOS. Irabien, M.J., Cearreta, A., García-Artola, A. 261
S09-04 EVIDENCIAS DEL ANTROPOCENO EN EL CANTÁBRICO ORIENTAL. Remondo, J., Bonachea, J., Rivas, V., Bruschi, V., Gómez-Arozamena, J., González-Díez, A., Díaz De Terán, J.R., Cendrero, A. 263
S09-05 DATACIÓN E INTERPRETACIÓN DE LA SEDIMENTACIÓN RECIENTE EN ESTUARIOS MEDIANTE LA TÉCNICA DE 210Pb EN EXCESO. Alonso, M., Remondo, J., Bonachea, J., Fuffa, E., Mañanes, A., Cendrero, A. ..267
S09-06 THE ANTHROPOCENE IN THE HUMID PAMPA, ARGENTINA. ACCELERATION OF GEOMORPHIC PROCESSES AND GENERATION OF RENEWABLE GEOLOGIC RESOURCES?. Forte, L.M., Hurtado, M.A., Dangvas, N. V, Couyoupetrou, L., Bruschi, V., Cendrero, A. 271

Conferencias invitadas

CLIMATIC VS. TECTONIC SIGNATURE IN QUATERNARY ALLUVIAL TERRACES: POTENTIALS OF MORPHOMETRIC TOOLS

Marta Della Seta

Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Roma “La Sapienza”, Piazzale Aldo Moro, 5, 00185 Rome, Italy.

Fluvial terraces are fascinating erosion/deposition landforms developing worldwide through unsteady river processes, in response to climatic and tectonic forcing. Decrypting the signals recorded in fluvial terraces is a crucial challenge for scientists focusing on the Quaternary environment, either for paleoclimatology or active tectonics. Such a challenge may be more intriguing in the case of alluvial fill terraces, which can form through the superposition of tectonic pulses and climatically-modulated changes in sediment flux. This lecture provides examples of case studies for which a multi-perspective geological, geomorphological and morphometric approach has been useful to decipher the climatic vs. tectonic signature from Quaternary alluvial terraces. The climatic signal in alluvial terraces is spectacularly recorded at regional scale during aggradation and the alluvial deposits represent precious archives for paleoclimatologists. On the other hand, the tectonic signal in alluvial terraces can be found in the architecture of terrace staircases and in the topographic perturbations of terrace treads, which are recorded when the latter work successfully as passive geomorphic markers of spatially variable crustal deformations. Furthermore, incision rates can be obtained from the height/age analysis of the Quaternary alluvial terraces staircases. Contrary to the case of strath terraces, incision rate from alluvial terraces does not mirror uplift rate, but its space-time variability can be used to infer differential rock uplift over a region. The terrace-staircases on the Adriatic side of Apennines (Italy) are presented as case study, since both the peculiar drainage arrangement and the excellent landform preservation, together with a large number of exposures in terrace alluvial deposits, made this area an object of targeted scientific work since a long time. Here, the multi-perspective approach allowed: i) to compare local topography and space-time variations of valley incision rates with up-to-date models of deep geodynamic processes; ii) to recognize non-tectonic topographic signals on terrace treads; and iii) to read the signature of mutual relationship between minor Holocene climatic fluctuations and human activities. A second case study is presented from Central Iran. This arid environment far from the sea is characterized by the growth of linear ridges associated to documente Neogene to Quaternary right-lateral intraplate strike-slip fault systems. Here, different generations of late Quaternary terraced alluvial fans and fluvial deposits developed around such ridges, as an effect of erosion/deposition dynamics influenced also by drainage re-arrangement related to local base-level changes. Geomorphic evidence is presented, which, integrated with OSL dating and morphometric analyses, constrain: (i) the role played by the long-term fault-inherited topography on drainage network evolution, pediment formation, fluvial terraces and alluvial fans architecture; (ii) the wet climate-driven aggradation phases; (iii) the minimum Holocene age of Quaternary right-lateral strike-slip faulting and the evidence of Late Quaternary fault-related uplift component localized along the different fault strands.

SENSIBILIDAD DEL REGISTRO GEOQUÍMICO A LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN EL MEDITERRÁNEO DURANTE EL ÚLTIMO CICLO GLACIAL

Francisca Martínez-Ruiz

Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT), Consejo Superior de Investigaciones Científicas-Universidad de Granada (CSIC-UGR), Avda. Las Palmeras 4, 18100 Armilla, Granada.

El Mediterráneo constituye un laboratorio natural excepcional para el entendimiento del cambio climático y la respuesta de los distintos subsistemas climáticos ya que ha sido especialmente sensible a la variabilidad climática debido a su carácter de cuenca semicerrada y circulación restringida. Las altas tasas de sedimentación en ciertas áreas y la excelente continuidad sedimentaria suministran un archivo único para el estudio de los cambios climáticos de carácter global y regional, al tiempo que permiten una alta resolución de análisis en ciertas regiones. Además, dada su posición latitudinal se ve afectado por diferentes regímenes climáticos, por lo que el registro sedimentario aquí preservado proporciona un registro excepcional de la variabilidad climática pasada. En particular, el correspondiente al último ciclo glacial, resulta de especial interés para el entendimiento el sistema climático ya que durante este tiempo se han producido cambios muy significativos, incluyendo los eventos Heinrich, el Younger Dryas o las oscilaciones climáticas del Holoceno. Diversos indicadores paleoambientales, tanto geoquímicos como mineralógicos y sedimentológicos han servido para establecer variaciones en el aporte detrítico y condiciones paleoceanográficas. Así, la distribución de elementos mayores y traza, composición isotópica, asociaciones de minerales de la arcilla y distribución del tamaño de grano del sedimento, han sido utilizados para establecer variaciones en el aporte eólico y fluvial a las cuencas mediterráneas, las condiciones de oxigenación de medios de depósito, así como las oscilaciones de la productividad biológica pasada. En concreto las relaciones de elementos de carácter detrítico como Si/Al, Ti/Al, Zr/Al y variaciones en los contenidos de cuarzo y paligorskita han servido para establecer las fluctuaciones en el aporte eólico durante periodos áridos y fríos frente a otros más húmedos y cálidos, reconociéndose variaciones muy significativas durante eventos Heinrich o durante el depósito de sedimentos ricos en materia orgánica (sapropeles). Asimismo, las relaciones Mg/Al y K/Al son indicativas de fluctuaciones en el aporte fluvial. Las variaciones en la condiciones de humedad se han traducido, además, en fluctuaciones en la productividad biológica marina pasada, que quedan registradas por la relación Ba/Al y en contenido de barita autigénica en sedimentos. Tanto en el registro sedimentario como en medios actuales, una alta concentración de Ba se asocia a una alta tasa de productividad biológica. Este mineral se ha convertido en un indicador directo y fiable de la productividad oceánica, del clima y, en general, de la evolución de la vida en los océanos. Proporciona a su vez información sobre todos aquellos factores que controlan y afectan al ciclo del carbono y otros ciclos biogeoquímicos. Sin embargo, el ciclo biogeoquímico del Ba está aún pobremente comprendido y los mecanismos de precipitación del Ba en aguas oceánicas son aún enigmáticos. Una nueva perspectiva geomicrobiológica ha ayudado a entender los procesos de precipitación de barita biogénica en medios oceánicos, así como evaluar el papel que la precipitación bacteriana ha podido tener en el registro sedimentario. En general, el uso de indicadores geoquímicos en reconstrucciones paleoambientales requiere una correcta evaluación de los mismos y de la composición mineralógica del sedimento.

ANÁLISIS GEOLÓGICO DE LOS TERREMOTOS EN ESPAÑA: REGISTROS MULTIARCHIVO, PALEOGEOGRAFÍA Y PARAMETRIZACIÓN DE EVENTOS ANTIGUOS

Pablo G. Silva

Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. Avda. Hornos Caleros, 50. 05003-Ávila.
pgsilva@usal.es

Abstract: *This Conference goes on a brief history of active tectonics research in Spain since the recognition of the first Quaternary faults in the Eastern Betic Cordillera in the year 1974 and the development of paleoseismological and archaeoseismological techniques during the dawning of the 21st Century. On-fault fault-trenching data and the analysis of Off-fault secondary earthquake effects are conveniently analysed in their truly application for conventional seismic hazard analyses for recurrence periods of c. 500 -1000 years. During the last decade off-fault paleoseismological research by means of the use of the Environmental Seismic Intensity Scale (ESI-07) for historical and instrumental earthquakes in Spain as showed to be a powerful tool for the macroseismic analysis and mapping of ancient seismic events. During the conference different examples of ancient of historic events occurred in Spain will illustrate these emergent macroseismic practices mainly based on geological, geomorphological and geo-archaeological data.*

UN POCO DE HISTORIA

El análisis geológico de los terremotos es una metodología introducida en España relativamente reciente. Desde la última década del Siglo XX los estudios sobre neotectónica, geomorfología tectónica y tectónica activa, impulsados desde la investigación geológica y geomorfológica del Cuaternario, fueron cristalizando en el reconocimiento de fallas cuaternarias por la comunidad geológica española. Es necesario indicar de que a pesar que los primeros trabajos sobre fallas cuaternarias en la Cordillera Bética realizados por investigadores franceses (e.g. Bousquet) datan de los años 1974 – 1976, tan solo un pequeño puñado de investigadores españoles siguieron sus pasos. Hay que indicar que uno de estos primeros trabajos se publica en Los Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada (nos. 6 y 7).

No obstante en los equipos académicos de las universidades y centros de investigación españoles, la relación terremoto – falla propuesta por el investigador Norteamericano Reid tras el estudio del terremoto de San Francisco de 1906, no cristaliza hasta la década de 1990, casi 85 años más tarde. No es hasta esta época, en la que se pueden leer los términos "tectónica activa", "falla activa" o "terremoto", en artículos de revistas científicas publicadas por geólogos españoles. En 1994 se finaliza la realización del Mapa Neotéctónico de España 1:1.000.000, financiado por ITGE-ENRESA. Casi simultáneamente se finaliza el Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de fallas de la Región de Murcia (ITGE-CARM) que se publica en 1993. Como muestra de la precaución en el tema, en este Mapa de la Región de Murcia se decidió utilizar "Mapa de Actividad de Fallas", en lugar de "Mapa de Fallas Activas". Las fallas se catalogaron en función de la edad relativa (ya que el uso de dataciones todavía era muy limitado en España) de los materiales o formas del terreno que a las que afectaban. Así se diferenciaron fallas del Holoceno, Pleistoceno Superior, Pleistoceno Medio, etc. Aun así, se decidió diferenciar "Fallas Alfa (α)" y "Fallas Beta (β)". Las Fallas Alfa eran aquellas que presentando actividad Holocena (10.000 años) presentaban relaciones inequívocas con terremotos instrumentales e históricos catalogados por el IGN. De todas las fallas cartografiadas, tan solo la Falla de Lorca-Alhama de Murcia fue catalogada "Alfa".

El tránsito de "Falla Alfa" a "Falla Activa" fue breve, y dentro de la comunidad geológica española comenzó un progresivo, despertar en estudios de Geomorfología Tectónica (primero), Paleosismo-logía, Tectónica Activa, y se comienzan a presentar las primeras Tesis Doctorales en estas temáticas desde la UCM, UB, UA y USAL fundamentalmente. A estos equipos se fueron uniendo otros de diferentes universidades españolas (UGR, UNIZAR, UAH, UHU, UAM, UNED, UJAEN, UPM).

Entre los años 1991-1996 empiezan a aparecer tímidamente los términos "tectónica reciente", "segmentación de fallas" y "falla activa" en publicaciones nacionales e internacionales de geólogos españoles. El primer artículo científico que incluye la palabra "paleosismicidad" en su título se publica en 1997 (Journal of Geodynamics nº 24). En el año 2001 se publica el primer volumen temático sobre "Paleosismología en la Península Ibérica" en un volumen especial de la antigua "Acta Geológica Hispánica" (nº 36)", hoy "Geológica Acta". Desde entonces se multiplican los proyectos, trabajos de investigación, y congresos, relacionados con la tectónica activa, paleosismología y geología de terremotos en general. En el año 2009, se organiza en España el primer congreso de la seríe "INQUA International Workshop on Paleoseismology, Archaeoseismology and Active Tectonics", que tuvo lugar en el Conjunto Arqueológico Romano de Baelo Claudia (Cádiz) impulsando los estudios de paleosismología y de la emergente arqueosismología en la Península Ibérica. Al siguiente año, en 2010 tiene lugar el 1er Congreso Ibérico de Fallas Activas (IBERFAULT) en Sigüenza (Guadalajara) que representó una consolidación de los trabajos de investigación sobre tectónica activa en España.

El 11 de Mayo de 2011, tiene lugar el Terremoto de Lorca. Este representó un ferviente despertar definitivo, como una bofetada en la cara, de los estudios de tectónica activa, paleosismología, arqueosismología y estudio geológico de los terremotos en España. Desde que ocurriera el Terremoto de Arenas del Rey de 1884 (Granada), fue la primera vez que equipos de geólogos de diferentes instituciones se desplazaron a la escena del crimen para desgranar al máximo detalle posible la "Anatomía de un Terremoto". En el terremoto de 1884 fue un equipo de la Comisión del Mapa Geológico de España (IGME) la que se desplazó a la zona y produjo una interesante memoria bastante pormenorizada respecto a los efectos geológicos. En 2011, fue de nuevo el IGME el que produjo el primer informe preliminar del terremoto, disponible tan solo 2 semanas después del mismo.

PALEOSISMOLOGÍA ON-FAULT: TRINCHERAS DE FALLA

Así, desde comienzos del Siglo XXI se han multiplicado los análisis de Geomorfología tectónica, tectónica activa, paleosismología y arqueosismología en nuestro territorio. Si bien, hay que decir que muchos de ellos se encuentran focalizados en el análisis de "trincheras de falla", técnica importada desde EEUU y otros países del entorno mediterráneo (Italia y Grecia) donde las velocidades de deformación son mayores que en España y la sismicidad frecuentemente produce rupturas superficiales de falla (Escarpes de falla). En España se han realizado más de una veintena de trincheras de falla, en un 85% en la Cordillera Bética, de las cuales aproximadamente el 75% se han realizado sobre la Falla de Lorca-Alhama de Murcia. Los resultados de los análisis de las trincheras han mostrado análisis desiguales. En la mayoría de los casos los desplazamientos registrados son de orden decimétrico y no identifican más de dos o tres terremotos en los últimos 10.000 años. Esto es debido a que las velocidades de deformación en la Península son bastante pequeñas (c. 4mm/año) resultando en periodos de recurrencia superiores a los 2500 – 4500 años, para terremotos con ruptura superficial de falla, con magnitudes entre c. 6,5 y 7,0 Mw, que son las máximas estimadas mediante este tipo de estudios. El hecho, que estas magnitudes máximas concuerden con las magnitudes que estima el Servicio Nacional de Sísmología (IGN) para los terremotos históricos más importantes (p.ej. Arenas del Rey, Torrevieja, Estubeny, Carmona, Atarfe y Tavernes), indica que las trincheras de falla ofrecen una situación comparable a los estudios macrosísmicos en cuanto a magnitudes máximas y periodos de recurrencia esperables.

Desafortunadamente, las trincheras de falla son incapaces de identificar terremotos inferiores a c. 6,0 – 6,5 Mw que no producen ruptura superficial en el terreno. Por el contrario, estos son más numerosos, más frecuentes y capaces de provocar graves daños como han demostrado los Terremotos de Lorca de 2011 (5,1 Mw) en España y el de la Emilia-Romagna (5,9 Mw) en Italia. Los costes provocados por el Terremoto de Lorca, actualizados a Mayo de 2015 por el Consorcio de Compensación de Seguros, ascenderán a unos 980 M€, incluyendo los gastos de reconstrucción de las 1.164 viviendas y 45 naves que quedaron destruidas por el terremoto. El de Emilia-Romagna, según el gobierno italiano ascenderá a unos costes totales superiores a los 4000 M€. Este último se produjo en un contexto y por un tipo de falla (falla ciega), similar al Terremoto de Torrevieja de 1829 (6,6 Mw). Por tanto un escenario similar puede ser esperable en la Cordillera Bética por uno de esos terremotos más frecuentes e invisibles a los análisis de trincheras de falla.

PALEOSISMOLOGÍA OFF-FAULT: ESI-07

Afortunadamente, el estudio geológico de los terremotos, no se limita únicamente a los análisis de trincheras de falla. Existen, nuevas prácticas de análisis macrosísmicos que permiten la investigación e identificación (en casos muy favorables) de este tipo de "terremotos perdidos". En efecto, la nueva Escala de Efectos Ambientales de los terremotos (ESI-07), desarrollada desde el año 2007 desde la Comisión de Paleosismología de INQUA, permite el estudio de los efectos geológicos de los terremotos fuera de las trincheras de falla.

Esto es, la ESI-07 se encarga tanto de los efectos primarios sobre el terreno (visibles en trincheras) como de los efectos secundarios provocados por la sacudida sísmica. Entre otros los más relevantes son los procesos de ladera (caídas de rocas y deslizamientos), procesos de liquefacción (sísmitas y volcanes de arenas), agrietamientos del terreno y tsunamis (tsunamitas). Todos ellos, poseen un importante potencial de preservación en el registro geológico y geomorfológico, especialmente del Holoceno (10.000 años). Lógicamente su potencial de preservación depende de las dimensiones de los mismos (longitudes, anchuras, áreas, volúmenes, potencias, frecuencia, densidad, etc.). A su vez estas dimensiones son acordes a la intensidad máxima y local que provocó su génesis cosísmica. Aunque los efectos ambientales (hidrológicos, hidrogeológicos y pequeños deslizamientos o agrietamientos) comienzan a registrarse a partir de intensidades IV-V, a partir de intensidad VI-VII son lo suficientemente notables como para permitir un análisis macrosísmico pormenorizado. A partir de intensidades VIII-IX los efectos son tan pronunciados que pueden considerarse diagnósticos.

La Escala ESI-07 se muestra efectiva para la identificación de efectos causados por terremotos de intensidad ≥ VII, relacionados con magnitudes ≥ 5.0 Mw. El estudio y catalogación de los mismos permite multiplicar el número de puntos de información macrosísmica y un análisis más detallado del terremoto a investigar. Por poner un ejemplo durante el terremoto de Lorca se catalogaron un total de 256 procesos de ladera en 100 km2 alrededor de la zona epicentral, que contrastan con los apenas 25 puntos de información macrosísmica EMS (daños) que contabilizó el IGN en su informe. Así pues los daños ambientales son una potente fuente de información sobre la intensidad del movimiento del terreno, que en definitiva es el parámetro (transformado convenientemente a aceleraciones) en los que se basan los análisis de peligrosidad sísmica. Su aplicación a terremotos recientes es básica para refinar la Escala ESI-07 y tener una mayor experiencia a la hora de afrontar el análisis de terremotos antiguos, históricos e incluso pre-instrumentales.

La ESI-07 al basarse únicamente en daños ambientales tiene la capacidad de ser aplicada a cualquier territorio (habitado o no) y a cualquier época histórica o pre-histórica, ya que el número, características o tipo de construcción de las edificaciones no supone un dato a tener en cuenta en esta escala macrosísmica. No obstante se recomienda su uso combinado con otras escalas macrosísmicas tradicionales, como la MSK, MCS, MM. Con la Escala Macrosísmica Europea (EMS) es más complicado, ya que es la única que no considera los daños ambientales, y la Europa Comunitaria el único lugar donde se aplica. La Escala EMS tiene además los inconvenientes de no desarrollar mapas de intensidades y de excluir los efectos sobre el patrimonio histórico para la asignación de intensidades. Afortunadamente en otros países, no comunitarios, se continúan aplicando las escales macrosísmicas tradicionales y desarrollando estudios macrosísmicos y proyectos cartográficos de sísmos individuales (p. ej. Shake Maps) que no solo tienen que ver con los daños sobre las construcciones.

En la actualidad, en España este tipo de estudios, disponen de buena salud. En el año 2014 se publicó el "Catálogo de Efectos Geológicos en España" (IGME-AEQUA). La obra recoge información pormenorizada (efecto por efecto) de siete terremotos, incluyendo paleosísmos, terremotos antiguos, históricos, preinstrumentales e instrumentales, así como información resumida para 24 terremotos más.

ESTUDIO DE TERREMOTOS ANTIGUOS

En esta conferencia, guiándonos por el material publicado en el mencionado catálogo examinaremos varios ejemplos de terremotos antiguos e históricos, ilustrando las técnicas de recopilación de información geológica, su validación e implementación en modelos de peligrosidad. Hablando de terremotos antiguos, o históricos anteriores al Siglo XII, repasaremos el papel de las reconstrucciones paleogeográficas en la comprensión de estos terremotos, ya que en muchas ocasiones el marco paleogeográfico en el que tuvieron lugar es muy distinto al actual. Trasladar la geografía actual a la existente en el pasado histórico puede representar una importante fuente de incertidumbre en las estimaciones de peligrosidad. En este aspecto, la aplicación de los principios del actualismo y análisis paleogeográfico a los escenarios sísmicos pasados, resulta en una metodología de "paleogeografía sísmica" que ayuda a refinar las interpretaciones de estos eventos y en definitiva a reducir las incertidumbres de los análisis de peligrosidad resultantes.

Para concluir únicamente indicar que el catálogo oficial de sismos históricos del IGN, elaborado en 2002, tan solo registra 34 terremotos anteriores al siglo XII (1100 AD). Dado que el catálogo recoge información desde el año 800 AC, significa una falta de información relevante para. Datos estadísticos (desde 1985) publicados en la página web del Servicio Nacional de Sismología indica que en España se producen una media anual de 4200 terremotos, de los cuales unos 180 son sentidos. Las mismas estadísticas indican que un terremoto 6,0 – 6,9 Mw ocurre cada 25-30 años y que uno ≥ 7,0 Mw es esperable cada 150-175 años. Volviendo a la falta de información para épocas anteriores al Siglo XII, de los 34 terremotos mencionados, el 60% ocurrió en la zona del Golfo de Cádiz y el SW de Portugal afectando a las zonas litorales atlánticas del Oeste peninsular, el antiguo Emirato de Córdoba, Al-Andalus o Andalucía en general. Además la mitad de esos eventos ocurrieron durante la época musulmana, posteriores al Siglo VIII (711 AD), registrados por fuentes históricas árabes. Curiosamente no existen prácticamente terremotos significativos durante las épocas visigodas y romanas anteriores. Sin embargo, estudios paleosismológicos y arqueosísmológicos recientes están sacando a la luz esos antiguos terremotos perdidos en zonas tan diferentes como, Baelo Claudia (Tarifa, Cádiz), Ilunum (Minateda, Albacete), Lacus Lingustinus (Doñana, Huelva), Sinus ilicitanus (Orihuela, Alicante), o más recientemente en el centro peninsular como es el caso de Complutum (Alcalá de Henares, Madrid). La implementación futura de estos terremotos perdidos en análisis de peligrosidad mejorara, las incertidumbres y umbrales probabilísticos de excedencia que actualmente manejan los métodos probabilistas.

Agradecimientos: Esta Conferencia invitada es un resultado de divulgación científica de los proyectos de investigación CGL2012-37281-C02.01.QTECTBETICA (USAL) y CATESI-07 (IGME).

Referencias bibliográficas básicas

Galbis, J., 1932. Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5ºE y 20ºW de Greenwich y los paralelos 45º y 25ºN. Dirección General del Instituto Geográfico, Catastral y de Estadística, Madrid. 807pp.

Martínez Solares, J.M.; Mezcua, J. (2002). Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (880 a.C. – 1900). Monografías IGN, 18. IGN, Madrid (Spain), 253 pp.

Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Lario, J., Perucha, M.A., Bardají, T., Huerta, P., Roquero, E. and Bautista Davila, M.B. (2014). Catálogo de los Efectos Geológicos de los Terremotos en España. Serie Riesgos Geológicos/Geotecnia, 4. Instituto Geológico y Minero de España.

Sesión 01

Geología y Geomorfología de Sistemas Fluviales.

GEOCRONOLOGÍA DE LAS TERRAZAS DEL PLEISTOCENO MEDIO Y SUPERIOR DEL VALLE DEL RÍO TAJO EN TOLEDO

E. Roquero[(1)], P.G. Silva [(2)], M. López-Recio [(3)], P.P. Cunha [(4)], F.Tapias [(5)], J. Morín [(4)], M. Alcaraz-Castaño [(6)], J. Carrobles [(7)], A.S. Murray[(8)], J.P. Buylaert [(9)]

(1) Dpto. Edafología, E.T.S.I Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid, Madrid. elvira.roquero@upm.es
(2) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. Ávila. pgsilva@usal.es
(3) Dpto. Prehistoria y Arqueología, Fac. Filosofía y Letras. Universidad Autónoma de Madrid. mario.lopezr@estudiante.uam.es
(4) Earth Sciences Dep., IMAR-Marine and Environmental Research Centre, University of Coimbra. Portugal. pcunha@dct.uc.pt
(5) Dpto. Arqueología, Paleontología y Recursos Culturales. AUDEMA, Madrid. ftapias@audema.com; jmorin@audema.com
(6) Neanderthal Museum. alcaraz@neanderthal.de
(7) Fundación El Greco. Toledo. jcarrobles@elgreco2014.com
(8) Nordic Laboratory for Luminescence Dating, Aarhus University / Radiation Research Division, Risø DTU, Denmark.
(9) Radiation Research Division, Risø DTU, Denmark.

Abstract (Geochronology of Middle and Late Pleistocene terraces from Tagus river in Toledo, Spain): *We present the results of the quartz-OSL and post-IR IRSL dating of different terrace levels located in the vicinity of Toledo (Spain). The results obtained for the upper terraces have not been accurate due to the high environmental radiation and saturation of the samples. However, those obtained from +25-30 m terrace and lower terrace levels, indicate their development between the Marine isotopic stages OIS 9 to OIS 2. Fluvial terrace sedimentation took mainly place during warm isotopic stages (MIS 9, MIS7, MIS5). On the contrary a large phase of valley infilling by lateral alluvial deposits is identified to the end of the MIS5 extending during the following MIS 4 and MIS 3. During the MIS 2 reworking of aeolian deposits presumably developed during the Last Glacial Maximum in the area (c. 22 -21 kyr) fossilize most terrace surfaces down to +30 m.*

Palabras clave: Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL), Geocronología, Terrazas fluviales, río Tajo.
Keywords*: Optically Stimulated Luminiscence (OSL), Geochronology, Fluvial terraces, Tagus River.*

INTRODUCCIÓN

Durante los años 2010 y 2011 se han obtenido dataciones por Luminiscencia, por Luminiscencia Ópticamente Estimulada en cuarzo (quartz-OSL) y por post-IR IRSL (pIRI, usando feldespato-K como dosímetro; Buylaert et al., 2012) de diferentes niveles de terrazas del Tajo en el entorno de Toledo. El proyecto de investigación se centró en los depósitos de terrazas que contenían yacimientos arqueopaleontológicos conocidos, para correlacionar los procesos de erosión-sedimentación fluviales con diferentes estadios climáticos dentro del Pleistoceno Medio y Superior, y su correlación con la ocupacióndel territorio durante el Paleolítico. Por tanto se presentan en este estudio los resultados de las dataciones obtenidas, ya que hasta la actualidad sólo se habían dado a conocer los que corresponden a la terraza +25-30m (López-Recio et al., 2013).

SECUENCIA DE TERRAZAS DEL TAJO EN TOLEDO

En el entorno de la ciudad de Toledo se han llegado a diferenciar hasta trece niveles de terraza con cota relativa respecto al cauce (Pérez-González,1994; Roquero et al., 1999; Pérez-González et al., 2004) (Figura 1): +3-5 m (T13, llanura aluvial Holocena); +4-9 m (T12, Peraleda y Arenero de Valdelobos) para el Pleistoceno Superior; +15-20 m (T11, Valdepastores y Villamejor), +25-30 m (T10, Pinedo), +40 m (T9, Salchicha y Buenavista inferiores-Campo de Tiro, Polígono Industrial), +50 m (T8) y +60 m (T7, Buenavista, Salchicha y Valdelobos superiores) para el Pleistoceno Medio; +75 m (T6, Salto de la Zorra), +85 m (T5), +95 m (T4, Bravo), +105 m (T3, Matanzas), +110-115 m (T2) y +125 m (T1, Superficie de Bargas) para el Pleistoceno Inferior. Esta última superficie funciona como divisoria de aguas entre los valles del Tajo y Guadarrama, y se la considera como la superficie de referencia del encajamiento fluvial en la zona.

La terraza de +60 m (Salchicha Superior) ha sido datada por paleomagnetismo (Pinilla et al., 1995), registrándose en ella la inversión Brunhes-Matuyama (780 ka). Ésta marca el límite Pleistoceno Inferior-Medio y a nivel regional también se registra en otros valles de las cuencas del Duero y Tajo (Pérez-González et al., 2013).

CONTEXTO ARQUEOPALEONTOLÓGICO DEL VALLE MEDIO DEL TAJO

Los primeros indicios de ocupación paleolítica del valle medio del Tajo se remontan al Pleistoceno Inferior, detectando escasos efectivos líticos en El Espinar (Santonja, 1981; Santonja y Querol, 1982), Salto de la Zorra y Santa María de Benquerencia, situados en la terraza de +75-80 m (Rodríguez de Tembleque et al., 2010). Los restos de E*quus stenonis* en Salto de la Zorra (T+75 m; Alférez, 1978; Sesé et al., 2000) y M*ammuthus meridionalis* en Salchicha (+60 m; Sesé et al., 2000) indican una edad Pleistoceno Inferior para estos niveles fluviales.

Yacimientos achelenses se atestiguan en las terrazas medias (T +40 a T +20 m) del Tajo (Santonja y Pérez-González, 2002; Santonja y Villa, 2006). En concreto, en Toledo se localizó industria lítica en la T +40m (Polígono industrial) asociada estratigráficamente a restos de M*ammuthus trogontherii* (Sesé et al., 2000). Además de M.

trogontherii, la lista faunística de la T +40 m en los yacimientos de Buenavista inferior, Salchicha inferior y Polígono industrial, comprende E*quus caballus*, H*ippopotamus amphibius*, D*olichodoriceros savini*, E*liomys quercinus*, A*llocricetus bursae*, M*icrotus brecciensis* y A*podemus* cf. *sylvaticus*, todos ellos característicos del Pleistoceno Medio (Sesé et al., 2000). Destacan sobre todo los yacimientos achelenses de Cañete Chico y Cañete Grande, en Villasequilla de Yepes (Santonja, 1981) y Cien Fanegas al Sureste de Aranjuez (Rus et al., 1993; Baena et al., 2010b) y Pinedo (Querol y Santonja, 1979). En Pinedo se localizaron restos de L*epus* cf. *europaeus*, O*ryctolagus cuniculus*, E*quus* sp., C*ervus elaphus*, B*os* sp., E*lephas antiquus*, H*ippopotamus amphibius* y P*raedama* cf. *süssenbornensis* (Soto, 1979), fauna representativa del Pleistoceno Medio final (Sesé et al., 2000). También en las inmediaciones de Toledo se han localizado restos faunísticos del Pleistoceno Medio en las terrazas de Buenavista, Valdelobos, Valdecubas, Campo de Tiro, Observatorio y El Pocito (Alférez, 1977).

METODOLOGÍA

Se ha obtenido un número significativo de dataciones, por quartz-OSL y también por pIRIR, en distintos niveles de terrazas del Pleistoceno Medio y Superior situadas entre la llanura aluvial y el nivel de +60 m (Tabla 1). Dada la naturaleza de los depósitos fluviales en la zona resultó difícil encontrar niveles de arenas finas y/o limos susceptibles de muestrear. Por ello se procedió a la datación de formaciones aluviales suprayacentes en aquellos depósitos fluviales en los que no era viable el muestreo para datación OSL.

Las fracciones minerales OSL fueron preparadas en el Dep. Ciências da Terra-Univ. Coimbra y la medición OSL en el Nordic Laboratory for Luminescence Dating (NLL). Inicialmente se realizó una datación OSL convencional en cuarzo (Murray y Olley, 2002). Pero, debido a que las tasas de radiación ambiental (Dose rate) de los sedimentos eran relativamente altas, la señal del OSL en cuarzo resultó estar saturada para todas las muestras excepto para las más recientes. Por tanto, se empleó el método pIRIR que permite la datación de muestras de mayor antigüedad (Buylaert et al.; 2009, 2012).

RESULTADOS

Los niveles datados pertenecen a terrazas ya conocidas como el Arenero de Valdelobos (+4-9 m), la terraza +15-20 m de Monterrey, la terraza +20-25 m de Cañete Bajo y la +25-30 m de Pinedo principalmente.

Las dataciones obtenidas de los niveles de las terrazas superiores (TOL 5) como las de Valdelobos superior a +60 m y +50 m no ofrecen resultados precisos ya que los materiales analizados se encuentran saturados y el método de datación OSL únicamente indica que su edad es superior a los 300 ka.

La muestra TOL9 tomada en la base de la terraza de Cien Fanegas (T10-T11), a + 25-30 m ha dado una fecha de 292±17 ka. Este nivel de terraza se puede contextualizar a finales del estadio isotópico 8 (MIS 8: 240-300 ka; Imbrie et al., 1992). La muestra TOL8 tomada en la base de la terraza de Pinedo (T10), a + 25/30 m, ha dado una fecha de > 280 ka. Por tanto esta terraza se podría contextualizar en el estadio isotópico 9 (360-300 ka; López-Recio et al., 2013; en prensa), al que se asociaría la formación del yacimiento paleolítico de Pinedo descrito por Querol y Santonja (1979).

La muestra TOL1 tomada en el techo de la terraza

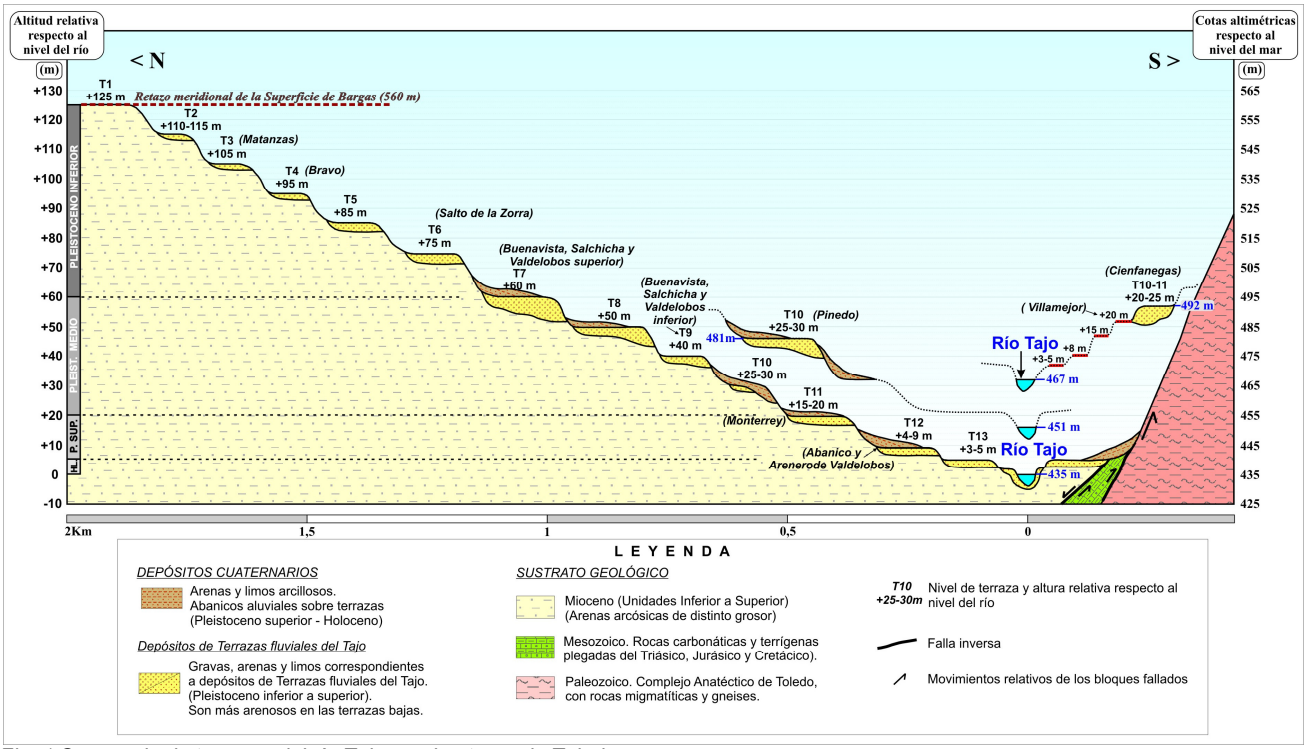


Fig. 1 Secuencia de terrazas del río Tajo en el entorno de Toledo

baja de Monterrey (T11), a + 20 m, ha dado una fecha de 180±15 ka (aprox. 180.000 años). Esta datación inscribe dicho nivel de terraza en el inicio del estadio isotópico 7 (OIS 7: 180-240 ka; Imbrie et al., 1992).

La muestra TOL3 fue tomada en Arenero de Salchicha. Se trata de un potente paquete aluvial de arenas gruesas y medias con matriz limosa, adosado al escarpe de la terraza de +40m.

Los valores que han dado las dataciones del presente estudio mediante OSL en las terrazas bajas pueden compararse con otras dataciones realizadas en la cuenca alta del río Henares, aguas arriba de Sigüenza, en el extremo nororiental de la propia cuenca del Tajo. Estas dataciones se han obtenido en terraza tobáceas mediante series de Th/U (Benito Calvo et al., 1998) y permiten asignar al nivel T5 (+13 m) una edad de 135 ±12 y 103±8 ka (c. MIS 5). El nivel T4 (+22 m) presenta una edad comprendida entre 243±18 ka y 202±58 ka (c. MIS 7). Por último, el nivel T3 (+30 m) arroja una edad de 444±70 ka (c. MIS 13). Estas dataciones de los niveles de terraza tobáceos en el alto Tajo encajan bastante bien con las obtenidas en este trabajo en el sector de Toledo en terrazas fluviales con depósitos detríticos. Los datos parecen indicar que todas las terrazas por encima de +30m se desarrollaron con anterioridad a los 400 ka (c. MIS 13).

Las muestras relacionadas con formaciones aluviales desarrolladas al pie del escarpe de las terrazas (TOL3: formación aluvial al pie de la terraza +40 m de Salchicha inferior) y TOL4: formación aluvial que fosiliza la terraza +9m de Valdelobos, arrojan edades comprendidas entre los 100±5 ka y 56±5 ka (Tabla1). Estos datos indican un fuerte aluvionamiento (formaciones laterales) de los valles que comienza a finales de MIS 5 extendiéndose a lo largo de la época fría correspondiente al MIS 4.

Por último, las fechas más jóvenes corresponden a TOL7 y TOL2 (Tabla 1). Ambas están relacionadas con formaciones de arenas finas bien seleccionadas que con espesores inferiores a los 0,8 m fosilizan las superficies de las terrazas de +25-30 m (Pinedo) y de la de 15-20 m (Monterrey). Ambas presentan edades correspondientes al final del estadio isotópico OIS 2 de 11±0,9 ka (TOL7) y 15,3±1,2 ka (TOL2) y podrían relacionarse con el retrabajamiento de depósitos arenosos eólicos que cubrieron los valles durante el Último Máximo Glaciar, que se registra en la zona central de la Península en c. 20 – 21 ka (Carrasco et al, 2011).

INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

Los métodos de datación OSL y pIRIR no dieron resultados óptimos para las terrazas superiores del Tajo debido a que las tasas de radiación ambiental de los sedimentos eran relativamente altas, siendo sólo fiables para los niveles de terraza más recientes (a partir de la T +25-30m), desarrollándose entre el OIS9 y 2.

Por tanto, las edades OSL (pIRIR) indican que los depósitos fluviales correspondientes a las terrazas de +25-30 m en Pinedo y Cien Fanegas se depositaron en un lapso de tiempo comprendido entre el OIS 9 (> 280 ka) y el OIS8 (c. 292 ka).Los principales yacimientos achelenses de las cuencas de los ríos Duero y Tajo se sitúan en las terrazas medias, a c. +30 m (Santonja y Pérez-González, 1997, 2002 y 2010), lo cual es asimilable a la posición geomorfológica de las terrazas muestreadas en este estudio. Este hecho también se ha constatado para los valles de los grandes ríos de la fachada atlántica del suroeste de Europa (Bridgland et al., 2006).

Finalmente, la datación de los depósitos aluviales que erosionan la formación Pinedo arroja una edad de 11,8 ± 1,3 ka por quartz-OSL y 11,0 ± 0,9 ka por pIRIR, que se sitúa en el Alleröd, la fase menos fría del Tardiglaciar. La presencia de formaciones aluviales más recientes erosionando o cubriendo las

Código Laboratorio	Código campo	Localización de la muestra	Coordenadas UTM (huso 30)	Clasificación textural de la muestra	Posición geomorfológica y estratigráfica	Datación OSL en granos de Fto K (ka)
102252	TOL-1	Monterrey	x: 403 898 E y: 4 415 362 N	Arena media y gruesa con gravilla	Techo de la Terraza T 11 (+20m)	180 ± 15
102253	TOL-2	Monterrey	x: 403 898 E y: 4 415 362 N	Arena fina con matriz limosa	Aluvial sobre la Terraza T 11 (+20m)	15,3 ± 1,2
102254	TOL-3	Salchicha	x: 408 978 E y: 4 415 036 N	Arena media y gruesa con matriz limosa	Aluvial al pie de la Terraza T 9 (+40 m)	100 ± 5
102255	TOL-4	Valdelobos	x: 408 511 E y: 4 414 801 N	Arena gruesa	Aluvial sobre la Terraza T 12 (+4-9m)	56 ± 5
102256	TOL-5	Valdelobos	x: 408 219 E y: 4 414 919 N	Arena muy fina con cemento carbonático	Base de la Terraza T 7 (+60m)	>300
102257	TOL-6	Valdelobos	x: 408 318 E y: 4 414 831 N	Arena media	Base de la Terraza T 8 (+50m)	>180
102258	TOL-7	Pinedo	x: 414 073 E y: 4 414 583 N	Arena fina	Aluvial al pie de la Terraza T 10 (+25-30m)	11 ± 0,9
102259	TOL-8	Pinedo	x: 414 073 E y: 4 414 583 N	Arena fina	Base de la Terraza T 10 (+25-30m)	>280
102260	TOL-9	Valdepastores-Cienfanegas	x: 424 376 E y: 4 416 960 N	Arena gruesa con gravilla	Terraza T 10-11 (+25-30m)	292 ± 17

Tabla 1. Dataciones de terrazas del Tajo en Toledo

superficies de las terrazas es común en los valles del Tajo, Jarama y Manzanares, pudiendo comprender edades entre los c.70 - 60 y 11 ka (MIS 4 – MIS 2) para niveles de terraza inferiores a los + 40 m (Panera et al., 2011; Silva et al., 2013), incluyendo los niveles de terraza más bajos (Wolf et al., 2013).

Agradecimientos: *El presente trabajo ha sido financiado por la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha. Este trabajo es una contribución del Grupo de Cuaternario Madrileño de AEQUA (GQM). La investigación ha sido también financiada por el IMAR-CMA Univ. Coimbra (Portugal), Aarhus Univ. y Risøe DTU (Denmark), AUDEMA y el Proyecto de investigación MINECO*

Referencias bibliográficas

Aguirre, E de (1964). Los elefantes de las terrazas medias de Toledo y la edad de estos depósitos. *Notas y Comunicaciones*, 76, 295-296.

Benito Calvo, A., Pérez-González, A., Santonja, M. (1998). Terrazas rocosas, aluviales y travertínicas del valle alto del río Henares (Guadalajara, España). *Geogaceta*, 24, 55-58.

Bridgland, D.R., Antoine, P., Limondin-Lozouet, N., Santisteban, J.J., Westaway, R. & White, M.J. (2006). The Palaeolithic occupation of Europe as revealed by evidence from the rivers: data from IGCP 449. *Journal of Quaternary Science*, 21, 437-455.

Buylaert, J.P., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Jain, M. (2009). Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar. *Radiation Measurements*, 44 (5-6), 560-565.

Buylaert, J.P., Jain, M., Murray, A., Thomsen, K.J., Thiel, C., Sohbati, R. (2012). A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*, 41, 435-451.

Carrasco, R.M., De la Villa, J., Pedraza, J., Domínguez-Villar, D., Willenbring, J.K.(2011). Reconstrucción y cronología del glaciar de meseta de la Sierra de Béjar (Sistema Central Español) durante el máximo glaciar. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 105, 125–135.

Imbrie, J., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., Mc Intyre, A., Mix, A.C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J., Toggweiler, J.R. (1992). On the structure and origin of mayor glaciation cycles, 1. Linear responses to Milankovitch forcing. *Paleoceanography*, 7 (6), 701-738.

López-Recio, M., Silva, P.G., Cunha, P.P., Tapias, F., Roquero, E., Morín, J., Carrobles, J., Murray, A.S., Buylaert, J.P. (2013). Dataciones por luminiscencia de la terraza + 25-30 m del río Tajo en el área de Toledo. El yacimiento achelense de Pinedo. En: *El Cuaternario Ibérico: investigación en el s.XXI* (R. Baena, J.J. Fernández e I. Guerrero, eds.). AEQUA, Sevilla, 17-21.

López-Recio, M., Silva, P.G., Roquero, E., Cunha, P.P., Tapias, F., Alcaraz-Castaño, M., Baena, B., Cuartero, F., Morín, J., Torres, T., Ortiz, J.E., Murray, A.S., Buylaert, J.P. (en prensa). Geocronología de los yacimientos achelenses de Pinedo y Cien Fanegas (valle del Tajo) e implicaciones en la evolución fluvial en el entorno de Toledo (España). *Estudios Geológicos*.

Murray, A.S., Olley, J.M. (2002). Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria*, 21, 1-16.

Panera, J.; Torres, T.; Pérez-González, A.; Ortiz, J.E.; Rubio-Jara, S., Uribelarrea Del Val, D. (2011). Geocronología de la Terraza Compleja de Arganda en el valle del río Jarama (Madrid, España). *Estudios Geológicos*, 67, 495-504.

Pérez-González, A. (1994). Depresión del Tajo. En: *Geomorfología de España* (M. Gutiérrez Elorza, ed.). Ed. Rueda, Madrid, 389-436.

Pérez-González, A., Gallardo-Millán, J.L., Uribelarrea del Val, D., Panera, J., Rubio-Jara, S. (2013). La inversión Matuyama-Brunhes en la secuencia de terrazas del río Jarama entre Velilla de San Antonio y Altos de la Mejorada, al SE de Madrid (España). *Estudios Geológicos*, 69 (1), 35-46.

Pérez-González, A., Silva, P.G., Roquero, E., Gallardo, J. (2004). Geomorfología fluvial y edafológica del sector meridional de la Cuenca de Madrid. En: *Itinerarios Geomorfológicos de Castilla-La Mancha* (G. Benito y A. Díez, eds.). CSIC y SEG, Madrid, 13-48.

Pinilla, L., Pérez-González, A., Sopeña, A., Parés, A. (1995). Fenómenos de hundimientos sinsedimentarios en los depósitos cuaternarios del río Tajo en la Cuenca de Madrid (Almoguera-Fuentidueña de Tajo). *Monografías C. CC. Medioambientales*, 3. CSIC, Madrid, 125-140.

Querol, MªA., Santonja, M. (1979). El yacimiento achelense de Pinedo (Toledo). *Excavaciones Arqueológicas en España*, 106. Ministerio de Cultura, Madrid, 181 pp.

Rodríguez de Tembleque, J., Pérez González, A., Santonja, M. (2010). Indicios de presencia humana en la meseta Ibérica durante la formación de la terraza de +75-80 m. del río Tajo. *Cuaternario y Geomorfología*, 45-54.

Roquero, E., Goy, J.L., Zazo, C. (1999). Fenómenos de convergencia genética en suelos de terrazas fluviales: Valle del Río Tajo, Madrid-Toledo (España). *Rev. Soc. Geol. España*, 12, 329-338.

Ruiz Zapata, M.B., Rodríguez de Tembleque, J.M., Pérez-González, A., Gil García, M.J., Santonja, M. (2009). Paleovegetación en el yacimiento achelense de Puente Pino y su entorno (Toledo, España). *Cuaternario y Geomorfología*, 23 (1-2), 113-126.

Santonja, M., Pérez-González, A. (1997). Los yacimientos achelenses en terrazas fluviales de la Meseta Central española. En: *Cuaternario Ibérico* (J. Rodríguez Vidal, ed.). AEQUA, Huelva, 224-234.

Santonja, M., Pérez-González, A. (2002). El Paleolítico inferior en el interior de la Península ibérica. Un punto de vista desde la geoarqueología. *Zephyrus*, LIII-LIV, 27-77.

Santonja, M. & Pérez-González, A. (2010). Mid-Pleistocene Acheulean industrial complex in the Iberian Peninsula. *Quaternary International*, 223-224: 154-161.

Sesé, C., Soto, E., Pérez-González, A. (2000). Mamíferos de las terrazas del valle del Tajo: primeros datos de micromamíferos del Pleistoceno de Toledo (España central*). Geogaceta*, 28, 137-140.

Silva, P.G., Roquero, E., López-Recio, M., Huertas, P., Tapias, F. (2013). Statistical Approach to the chronosequence of fluvial terraces in the Tagus and Duero basins (Central Spain). In: R. Baena, J.J. Fernández, I. Guerrero (Eds): *El Cuaternario Ibérico:*

Investigación en el Siglo XXI. VIII Reunión de Cuaternario Ibérico. AEQUA, Sevilla, Spain, 29-33.

Wolf, D., Seim, A., Díaz del Olmo, F., Faust, D. (2013). Late Quaternary fluvial dynamics of the Jarama River in central Spain. *Quaternary International*, 302, 20-41.

TERRAZAS FLUVIALES Y REGISTRO ENDOKÁRSTICO DEL VALLE DEL RÍO DEBA (GIPUZKOA): UNA VISIÓN INTEGRADA DE LA EVOLUCIÓN DE LOS VALLES CANTÁBRICOS

M. Arriolabengoa [1,2], E. Iriarte [2,3], M. del Val [1,2], A. Aranburu [1,2]

(1) Dpto. Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco. Barrio Sarriena s/n, 48940-Leioa, Bizkaia. martin.arriolabengoa@ehu.es
(2) Centro GeoQ ARANZADI. Barrio Mendibile, 48940-Leioa, Bizkaia.
(3) Laboratorio de Evolución Humana, Dpto. de Ciencias Históricas y Geografía, Universidad de Burgos, Edificio I+D+i, Pl. Misael Bañuelos s/n, 09001, Burgos.

Abstract (Karst and fluvial research in the Deba river valley (Gipuzkoa, Cantabrian Margin): an integrative vision of valley evolution): *Cantabrian margin valleys are relatively short, abrupt and with mighty rivers. Their erosive character is a problem for their geomorphological study, and therefore their formation processes are poorly known. This study presents for the first time the fluvial terrace sequence of Deba river (Gipuzkoa), and its relation with the endokarstic sedimentary record of three caves located in the lower Deba valley. We found 8 levels of strath terraces that are interpreted as the result of the tectonic uplift and climatic variations. The correlation between fluvial and karstic geomorphologic units based on fluvial deposits, the speleothem dating and the increase of slope erosion during glacial interglacial transition, points to the formation of the different terrace levels during 100 ka glaciar-interglaciar cycles.*

Palabras clave: Terrazas fluviales, sedimentos endokársticos, incisión del valle, variaciones climáticas, río Deba
Key words*: Fluvial terrace, endokarstic sediments, valley incision, climatic change, Deba river*

INTRODUCCIÓN

Los valles fluviales de la Cornisa Cantábrica son cortos, abruptos y caudalosos. Su carácter erosivo junto con la espesa vegetación, entre otros factores, han hecho que la evolución fluvial y el desarrollo de los valles hayan sido poco estudiados. En este trabajo se han identificado las terrazas del río Deba (Gipuzkoa), y su estudio se ha integrado con el de los rellenos sedimentarios endokársticos de tres cuevas situadas en su valle. A partir de la correlación de los dos registros geomorfológicos, se propone por primera vez un esquema evolutivo del valle del río Deba.

SITUACIÓN

El valle del río Deba se sitúa en el margen cantábrico (costa norte de la Península Ibérica), provincia de Gipuzkoa (Fig. 1). El río tiene una longitud de casi 60 km y se extiende desde los Montes Vascos (1400 m s.n.m.) hasta el mar Cantábrico, con un caudal medio anual de 14,5 m^3/s. El clima es de tipo Atlántico con una temperatura media anual de 12ºC y una tasa de precipitación de 2000-2200 mm anuales (Agencia Vasca de Meteorología, 2013).

El río discurre sobre un sustrato rocoso mesozoico, atravesando calizas arrecifales tanto es su curso bajo como en el alto, y rocas siliciclásticas, formaciones del *flysch* detrítico y calcáreo, materiales vulcanoclásticos, y un pequeño diapiro del Triásico en el curso medio (Fig. 2).

Las cavidades estudiadas son Praileaitz, Aizkoltxo y Anako, y se encuentran en el macizo kárstico litoral Arno-Izarraitz. Éstas se corresponden con dos de los niveles de estabilidad kárstica (NEK) descritos en Aranburu et al. (2014), la cueva de Praileaitz (54 m s.n.m.) se sitúa en el 4º NEK (alrededor de 60 m s.n.m.), mientras que la cueva de Aizkoltxo (32 m s.n.m.) y la cueva de Anako (18 m s.n.m.) a la altura del 5º NEK (alrededor de 20 m s.n.m.).

METODOLOGÍA

La identificación de las terrazas fluviales se ha realizado mediante fotografías aéreas y el análisis de datos LiDAR empleando la metodología de del Val et al. (2014). Sin embargo, la elevada antropización y los abundantes deslizamientos han hecho que la localización de las terrazas fluviales haya tenido que ser completada con un exhaustivo trabajo de campo.

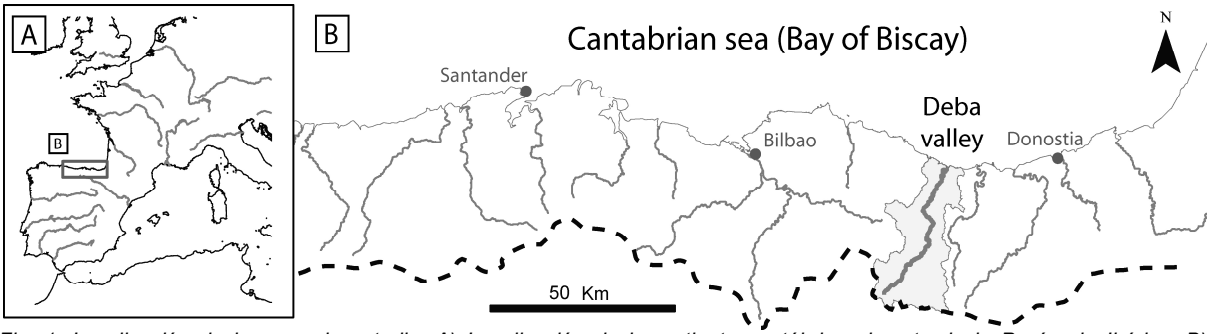


Fig. 1: Localización de la zona de estudio: A) Localización de la vertiente cantábrica al norte de la Península Ibérica; B) Principales ríos de la vertiente cantábrica y ubicación de la cuenca del río Deba.

Por otra parte, las cuevas han sido seleccionadas en base a su situación en la ladera del valle del río Deba, en cotas que coinciden con los diferentes niveles de terrazas fluviales, y por el registro sedimentario que albergan, con evidencias de diferentes fases de relleno sedimentario. Para obtener la cronología de los distintos procesos observados, se han realizado dataciones en espeleotemas mediante U/Th.

DATOS

El río Deba fluye actualmente incidiendo en el sustrato rocoso prácticamente hasta su desembocadura, 3 km desde la línea de costa. El perfil del río es cóncavo con un *knickpoint* localizado en el contacto entre las rocas volcánicas y el *flysch* calcáreo (Fig. 2). Se han diferenciado 8 niveles de terrazas escalonadas: T1 (+120 m), T2 (+85 m), T3 (+64-62 m), T4 (+53-44 m), T5 (+35-29 m), T6 (+23-17 m), T7 (+13-7 m) y T8 (+8-4 m). Las terrazas se desarrollan a lo largo de todo el perfil salvo en el tramo donde el río atraviesa las rocas volcánicas. Las terrazas bajas T8, T7 y T6 se observan a lo largo de todo el perfil del río. Las terrazas T5 y T4 también muestran buena continuidad, pero los afloramientos están más dispersos. Finalmente, las terrazas T3, T2 y T1 tan sólo muestran afloramientos puntuales (Fig. 2). La secuencia sedimentaria que muestran las terrazas es del tipo *strath terrace*, y rara vez supera los 4 m de potencia.

El relleno sedimentario endokárstico de las tres cuevas estudiadas está formado por dos unidades aloestratigráficas (Fig. 3). La unidad aloestratigráfica basal está compuesta mayormente por un nivel de gravas fluviales, un nivel de colada espeleotémica que tapiza las gravas, y formación de estalagmitas y estalactitas encima de la colada. Una superficie de erosión pone fin a la unidad aloestratigráfica basal y da comienzo a la siguiente, compuesta por materiales detríticos finos y diferentes tipos de espeleotemas (de flujo y de goteo). Las dataciones de las coladas de las unidades aloestratigráficas basales han resultado ser anteriores a 350 ka en la cueva de Praileaitz, y de 162 ka en la cueva de Aizkoltxo. En la cueva de Anako, no se ha podido datar la colada debido al alto contenido de arcilla terrígena, por lo que se ha procedido a datar la fase de goteo (estalagmita) que le sucede en la misma unidad aloestratigráfica, dando una edad de 48 ka.

INTERPRETACIÓN

En la formación de las terrazas fluviales del río Deba se han diferenciado dos factores internos (autigénicos) que controlan la distribución y el grado de preservación de las terrazas fluviales: la litología del sustrato y la intensidad de los procesos de ladera; mientras que factores externos (alogénicos), como la tectónica y el clima, condicionarían su formación. La incisión desde al menos el nivel de terraza T4 es homogénea en todo el valle, infiriéndose así una bajada homogénea del nivel de base, posiblemente en respuesta a un levantamiento tectónico regional. A su vez, la formación de las terrazas debida a la alternancia de incisión/agradación del río, estaría condicionada por factores climáticos, que hicieron variar la disponibilidad de sedimento y el caudal del río (Blum y Törnqvist, 2000). El hecho de que el río discurra sobre el sustrato rocoso prácticamente hasta la zona litoral, indica que la influencia del mar en la formación de terrazas fluviales y la evolución del sistema fluvial se limitaría a los últimos 3 km del río. Tampoco hay evidencias glaciares en la cabecera del río Deba (Rodríguez-Rodríguez et al., 2014), de forma que la glaciación no es la principal fuente de cambios en la disponibilidad de sedimento y del caudal. De acuerdo con la bibliografía del margen cantábrico, estos valles fueron relativamente húmedos en periodos glaciares (Gómez-Orellana et al., 2007; Moreno et al., 2010; Stoll et al., 2013), en comparación con el resto del continente Europeo. Por tanto, y a falta de otros factores controladores, los cambios en la tasa de erosión de laderas pudieron haber controlado la disponibilidad de sedimento en los ríos, y por tanto, la agradación o incisión del sistema fluvial (Pratt et al., 2002). En este sentido, en los valles cantábricos la tasa de erosión de las laderas aumentaría en los periodos transicionales de glaciar a interglaciar, a partir de un aumento en la tasa de precipitación (Jiménez-Sánchez, 1997; González-Díez et al., 1999). Todo ello hace pensar que la formación de las terrazas del río Deba estuvo vinculada a los ciclos glaciar-

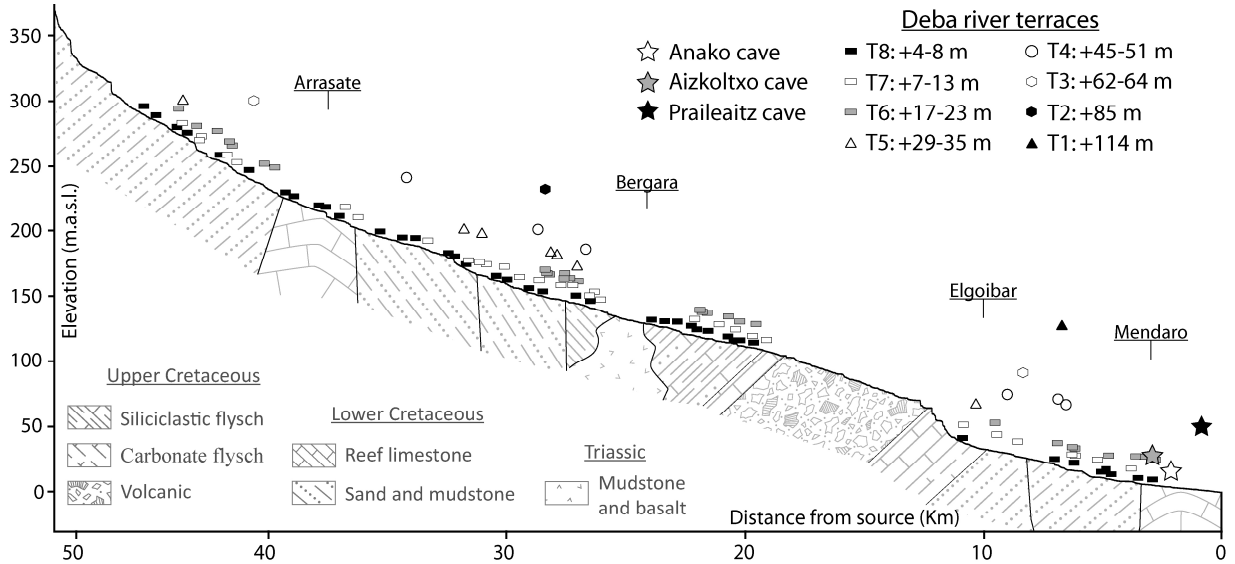


Fig. 2: Perfil longitudinal del río Deba y la distribución de los afloramientos de terrazas fluviales observados.

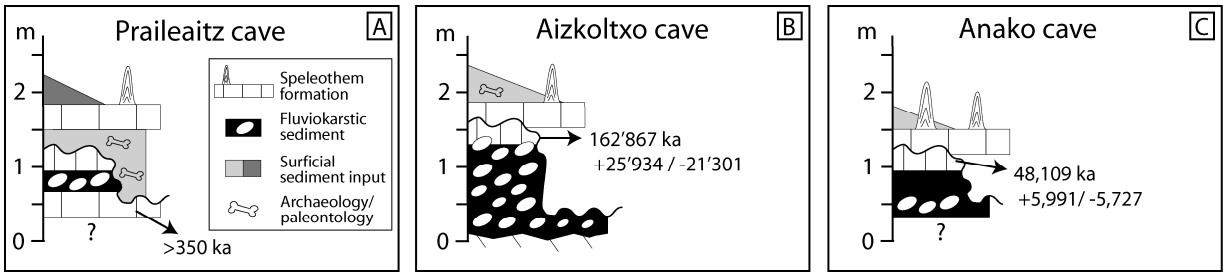


Fig. 3: Secuencias sedimentarias endokársticas de las tres cuevas estudiadas: A) la cueva de Praileaitz; B) la cueva de Aizkoltxo; C) la cueva de Anako.

interglaciar del Cuaternario, al igual que en la mayoría de las secuencias de terrazas fluviales escalonadas de todo el mundo (Bridgland y Westaway, 2008).

Por otro lado, las tres cavidades estudiadas, además de definir distintos NEK, coinciden en cota con algunos niveles de terraza, pudiendo deducirse que el primer depósito fluviokárstico de las unidades aloestratigráficas basales refleja aproximadamente el nivel freático del río adyacente. Los depósitos fluviokársticos son de carácter alogénico y corresponden, por tanto, a entradas o pérdidas del canal fluvial en las cavidades kársticas. Una vez que la actividad fluvial abandona la cavidad, se produce la sedimentación de coladas de espeleotema que evoluciona a formas de goteo. Las dataciones obtenidas en los espeleotemas coinciden con en el esquema propuesto para la Cornisa Cantábrica (Moreno et al., 2010; Stoll et al., 2013; Aranburu et al., 2014), donde la formación de espeleotemas es favorecida en periodos interglaciares, y los procesos fluviokársticos en periodos glaciares (Aranburu et al., 2014; Arriolabengoa et al., 2014). De esta forma, la colada que tapiza el primer sedimento fluviokárstico en la cueva de Praileaitz es anterior a 350 ka, la colada que tapiza el sedimento fluviokárstico de la cueva de Aizkoltxo es del MIS 7-6, y la colada que tapiza el sedimento fluviokárstico en la cueva de Anako se deduce que pertenece al MIS 5, ya que se ha datado la estalagmita formada encima de la colada y datada en MIS 3. Entre tanto, durante la transición interglaciar-glaciar se constatan las fases de erosión en las cuevas.

Dada la posibilidad de correlacionar los registros fluviales y kársticos a partir de un marcador común, la presencia de sedimentos fluviales en las terrazas y en los depósitos fluviokársticos de las cavidades, puede afirmarse que ambas secuencias sedimentarias fueron formadas por las distintas fases de estabilidad y paulatino descenso del nivel freático del río Deba. La agradación fluvial, tanto en la terrazas como en las cavidades, se produciría en periodos de mayor disponibilidad de sedimento, posiblemente en periodos transicionales de glaciar a interglaciar mediante un aumento en la tasa de precipitación y con ello una mayor erosión de laderas. Este dato coincide con las dataciones de espeleotemas que tapizan el sedimento fluviokárstico, y que han sido formados en periodos interglaciares. En condiciones interglaciares, se produce el punto de inflexión, agradación/incisión, dada la disminución del sedimento disponible debido a la erosión de las laderas, pasando más tarde el río a ser erosivo a lo largo de la transición interglaciar-glaciar. En este tránsito, las repentinas subidas del nivel freático, posiblemente ligadas a intervalos interestadiales, pueden reactivar la circulación hídrica en las cavidades y erosionar los sedimentos depositados anteriormente, formando las unidades aloestratigráficas descritas.

Comparando las secuencias aloestratigráficas fluviales y kársticas se establece que la secuencia sedimentaria de la terraza T4 equivale a la unidad aloestratigráfica basal de la cueva de Praileaitz (4º NEK). En el mismo sentido, la terraza T6 con la cueva de Aizkoltxo, y la terraza T7 con la cueva de Anako (5º NEK). Las dataciones obtenidas en espeleotemas aportaría, por tanto, una edad mínima a las terrazas, y teniendo en cuenta la posible formación de las terrazas en un ciclo glaciar-interglaciar, se deduce que la T4 podría pertenecer como mínimo al ciclo MIS 12-11, la terraza T6 al MIS 8-7, y la terraza T7 al MIS 6-5. Asumiendo que lo observado en estas terrazas pueda extrapolarse a las demás terrazas, podemos atribuir la terraza T8 al último ciclo MIS 4-1, y la terraza T5 al MIS 10-9. A partir de la terraza T4, aunque los afloramientos sean puntuales, y por tanto, menos significativos, se puede inferir que la terraza T3 pertenecería al MIS 14-13, la terraza T2 al MIS 16-15 y la terraza T1 al MIS 18-17. A partir de estas cronologías, y conscientes de las limitaciones que presentan, se puede realizar una aproximación a la tasa de incisión del valle del río Deba. Si se considera el periodo interglaciar, como punto de inflexión entre la fase de agradación y la fase de incisión, y calculamos la tasa de incisión desde ese periodo, se obtiene un ratio de incisión entre 0,11 - 0,075 mm/a desde la terraza T4. Estos datos, coinciden con la tasa de levantamiento tectónico propuesto en diferentes regiones del margen cantábrico (Álvarez-Marrón et al., 2008; Jiménez-Sánchez et al., 2011; Aranburu et al., 2014).

En comparación con otros valles de la vertiente cantábrica, la arquitectura de terrazas escalonadas estudiada es muy similar (Ruíz-Fernández y Poblete, 2011). A pesar de ello, las edades propuestas por distintos autores a partir de dataciones por ^{14}C y por correlación con yacimientos arqueológicos emplazados en las terrazas, son significativamente más recientes que las propuestas en este trabajo, y presentan tasas de incisión mayores, de 0,24 mm/a en el río Cares (Ruíz-Fernández y Poblete, 2011), o entre 3,64-0,5 mm/a en los ríos Pas y Besaya (González-Díez et al., 1996). Estas diferencias pueden deberse, por un lado, a una mayor influencia de los factores de glaciarismo o tectónica local, o bien a la datación errónea de las terrazas. Este hecho, refleja claramente el desconocimiento que, en

general, se tiene acerca de la formación de estos valles y la necesidad de continuar su investigación para recabar más y mejores datos.

CONCLUSIONES

Se han estudiado por primera vez las terrazas del río Deba (Gipuzkoa) y el relleno sedimentario endokárstico de las cuevas situadas en el tramo bajo de su valle. Se han definido 8 niveles de terrazas escalonadas de tipo *strath terrace*, distribuidas de forma homogénea a lo largo de todo el perfil longitudinal del río. Su formación, estuvo determinada por un levantamiento tectónico regional (Pleistoceno Inferior, Álvarez-Marrón et al., 2008) y por cambios climáticos posteriores, seguramente de carácter glaciar-interglaciar. Se propone que la variación en la disponibilidad de sedimento ligada a la distinta intensidad de erosión de las laderas, fue la causa principal a la hora de modular la agradación o incisión del sistema fluvial. El relleno sedimentario endokárstico de las tres cuevas estudiadas es muy similar, y las gravas fluviokársticas de las unidades aloestratigráficas basales han sido correlacionadas con los depósitos fluviales de las terrazas de la misma cota. A partir de esta correlación, las dataciones en espeleotemas, y la asunción de la formación de las terrazas fluviales durante un periodo glaciar-interglaciar, se ha concluido que la historia evolutiva del río Deba se remontaría al menos hasta el Pleistoceno Medio.

Agradecimientos: M. Arriolabengoa (BFI-2010-379) y M. del Val (BFI-2012-289) disfrutan de una beca predoctoral del Gobierno Vasco. Las tareas de investigación realizadas en el marco de este trabajo han sido financiadas por los siguientes proyectos: “KantaurDEM: Lurrazalaren eredu digitalen bidezko Kantaruialdeko ibai-arroen eta Kontinente-plataformaren bilakaera geomorfologikoa” (Eusko Ikaskuntza), y "Registro paleoclimático del Cuaternario a partir de sedimentos fluvio-kársticos detríticos y espeleotémicos (US14/16)" (UPV/EHU y Euskal Kostaldeko Geoparkea).

Referencias bibliográficas

Álvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R., Marquínez, J., 2008. Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 M.a. in age at the coast of northern Spain: a multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology,* 93, 316–334.

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). *Quaternary International*, 364. 231-243.

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). *Quaternary International* 364, 217-230.

Blum, M.D., Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology* 47, 2–48.

Bridgland, D., Westaway, R., 2008. Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology*, 98(3-4), 285–315.

del Val, M., Iriarte, E., Arriolabengoa, M., Aranburu, A., 2015. An automated method to extract fluvial terraces from LIDAR based high resolution Digital Elevation Models: The Oiartzun valley, a case study in the Cantabrian Margin. *Quaternary International,* 364. 35-43.

Gómez-Orellana, L., Ramil-Rego, P., Muñoz Sobrino, C., 2007. The Würm in NW Iberia, a pollen record from Area Longa (Galicia). *Quaternary Research*, 67, 438–452.

González-Díez, A., Díaz de Terán, J.R., Barba, F.J., Remondo, J., Cendrero, A., 1996. Propuesta de un modelo cronológico para las terrazas de los ríos de la vertiente cantábrica. *Geogaceta*, 20 (5), 1096–1099.

González-Díez, A., Remondo, J., Díaz De Terán, J.R., y Cendrero, A., 1999. A methodological approach for the analysis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides. *Geomorphology*, 30, 95–113.

Jiménez-Sánchez, M., 1997. Movimientos en masa en la cabecera del Rio Nalón (Cordillera Cantábrica, NO España). *Cuaternario y Geomorfología*, 11, 3–16.

Jiménez-Sánchez, M., Stoll, H., Giralt, S., Aranburu, A., Moreno, A., Domínguez-Cuesta, M.J., Méndez-Vicente, A., Ballesteros, D., Pirla, G., Valero-Garcés, B., Cheng, H., Edwards, L., 2011a. Marine terrace uplifting rates in the Cantabrian shore: contribution of U-Th speleothem dating. *Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics DRT meeting*, Oviedo (Spain).

Moreno, A., Stoll, H., Jiménez-Sánchez, M., Cacho, I., Valoer-Garcés, B., Ito, E., Edwards, R., 2010. A speleothem record of glacial (25-22.6 kyr BP) rapid climatic changes from northern Iberian Peninsula. *Global and Planetary Change,* 71, 218-231.

Pratt, B., Burbank, D.W., Heimsath, A., Ojha, T., 2002. Impulsive alluviation during early Holocene strengthened monsoons, central Nepal Himalaya. *Geological Society of America* 30, 911-914.

Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M. J., Aranburu, A., 2014. Research history on glacial geomorphology and geochronology of the Cantabrian Mountains, north Iberia (43–42°N/7–2°W). *Quaternary International*. doi:10.1016/j.quaint.2014.06.007

Ruiz-Fernández, J., Poblete, M.Á., 2011. Las terrazas fluviales del río Cares: aportaciones sedimentológicas y cronológicas (Picos de Europa, Asturias). *Estudios Geográficos*, 72 (270), 173-202.

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. *Quaternary Research* 80 (2), 284-290.

CARTOGRAFÍA DE LAS ÁREAS POTENCIALES DE TERRAZAS EN LOS VALLES FLUVIALES DEL MARGEN CANTÁBRICO ORIENTAL (PAÍS VASCO) A PARTIR DE MODELOS DIGITALES DE ELEVACIÓN BASADOS EN DATOS LiDAR.

M. del Val [1, 2], E. Iriarte [2,3], M. Arriolabengoa [1,2], A. Aranburu [1,2].

(1) Dpto. Mineralogía y petrología, UPV/EHU. Bº Sarriena s/n, 48940 Leioa, Bizkaia. miren.delval@ehu.eus
(2) ARANZADI Geo-Q Zentroa, Mendibile auzoa, 48940, Leioa, Bizkaia.
(3) Laboratorio de Evolución Humana, Dto. de Ciencias Históricas y Geografía, Universidad de Burgos, Edificio I+D+i, Pl. Misael Bañuelos s/n, 09001, Burgos.

Abstract (Mapping the potential fluvial terraces in the eastern Cantabrian Margin valleys (Basque Country) from LiDAR based Digital Elevation Models): *The river terraces are very significant features to clarify the evolutionary history of the fluvial valleys. However, the fluvial geomorphology has been barely studied in the Cantabrian Margin, due to the poor preservation of their geomorphological features, because of their stepped and torrential nature and the difficulties to detect them in the profusely forested slopes. In this study, we apply a GIS methodology for the detection of fluvial terraces in Digital Elevation Models based on LiDAR data. The availability of LiDAR high resolution data offers the opportunity to map and research the terraces in the Cantabrian Margin fluvial valleys in an integrative way for the very first time. We establish nine main potential terrace levels distributed from 5 to 120 meters above the current river course. The study of the processes controlling the formation of these terraces would allow us to obtain information related to the climatic evolution and tectonic events in the Cantabrian Margin during the Quaternary.*

Palabras clave: Terrazas fluviales, Margen Cantábrico, LiDAR, SIG.
Key words*: Fluvial terraces, Cantabrian margin, LiDAR, GIS.*

INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es realizar la cartografía de las áreas potenciales de terrazas fluviales en los valles del Margen Cantábrico del País Vasco. Se pretende, de este modo, facilitar la prospección en el campo de los niveles de terraza y los depósitos fluviales asociados, en un entorno en donde la preservación es muy baja y su localización muy difícil, para el posterior estudio de éstos.

La evolución cuaternaria de las cuencas fluviales cantábricas ha sido escasamente estudiada. Frente al amplio estudio que existe sobre las terrazas fluviales de la vertiente Mediterránea en la Península Ibérica, las dificultades de estudio del Margen Cantábrico hacen que los resultados sean mucho más escasos. Existen algunos ejemplos pero en su mayoría se refieren a valles o afloramientos concretos (Edeso y Ugarte, 1987; Fernández Rodríguez et al., 1997; Jiménez-Sánchez, 1999; Ruiz-Fernandez y Poblete, 2011; Fernández et al., 2012; del Val et al., 2015).

Sin embargo, los sistemas fluviales son importantes archivos geomorfológicos y paleoambientales, y pueden proporcionar información relacionada con diferentes escenarios climáticos y eventos tectónicos que afectaron al margen cantábrico a lo largo del Cuaternario. Además, constituyen la conexión entre diferentes ambientes sedimentarios, desde el glacial hasta el litoral, por lo que proporcionaría información clave para entender también su evolución. Por último, la información obtenida del estudio de la geomorfología fluvial sería también de gran utilidad para proporcionar el marco ambiental de los abundantes yacimientos arqueológicos presentes en el margen cantábrico.

ÁREA DE ESTUDIO

El presente trabajo se lleva a cabo en los valles fluviales de la vertiente cantábrica del País Vasco. Estos valles son, de este a oeste, Oiartzun, Urumea, Urola, Oria, Deba, Artibai, Lea, Oka, Butroe, Ibaizabal y Barbadún. El valle del río Bidasoa en el extremo más oriental ha sido descartado debido a que el cauce transcurre por la frontera con Francia y no tenemos disponibilidad de datos LiDAR para la totalidad de la cuenca.

El área de estudio se caracteriza por altas tasas de precipitación (con una media entre 1200 y más de 2000 litros anuales), que además son distribuidas a lo largo de todo el año. La dimensión de los valles es muy variable (desde los 1900 km^2 de superficie del valle del río Ibaizabal, a los 85 km^2 del valle del río Oiartzun), pero todos tienen la característica común de ser valles cortos y de gran pendiente en comparación con otros ríos ibéricos.

METODOLOGÍA

El punto de partida de este trabajo es el tratamiento mediante SIG del Modelo Digital de Elevaciones elaborado a partir de datos LiDAR. Se trata de información en formato raster de alta resolución (píxeles 1x1 m) y una precisión en el eje Z de <30 cm.

Para la detección de áreas potenciales de terrazas fluviales se ha empleado la metodología descrita en del Val et al. (2015) que se basa en el trabajo realizado por Demoulin et al. (2007). Consiste en la elaboración de modelos digitales del terreno (MDT) y el posterior análisis de diferentes parámetros con significado geomorfológico, principalmente relacionados con la red hidrográfica y la topografía (distribución y cambio de pendientes).
A partir del MDT, el modelo de pendientes y el modelo de dirección de flujo, se calcula el área de

drenaje del cauce principal. Sobre la superficie contenida en este área de drenaje del cauce principal se determinan aquellas áreas con pendientes inferiores a 13º, y por tanto consideradas potenciales áreas de terraza fluvial.

RESULTADOS

Los datos obtenidos mediante el proceso SIG muestran la distribución de las áreas potenciales de terraza en los valles cantábricos estudiados (Fig. 1).

Los principales resultados de este estudio han sido: (a) delimitar el área potencial para la localización de terrazas en los valles fluviales estudiados, (b) definir la altitud respecto al cauce actual de las diferentes terrazas o niveles de estabilidad potenciales, y (c) Definir su distribución a lo largo del perfil longitudinal del río.

Teniendo en cuenta la homogeneidad de los datos obtenidos para las distintas cuencas, visible en la Fig. 1, se han definido nueve niveles de terrazas principales que se repiten en la práctica totalidad de los valles estudiados: T1 (+120 m), T2 (+100 m), T3 (+80 m), T4 (+60 m), T5 (+50 m), T6 (+30 m), T7 (+20 m), T8 (+10 m) y T9 (+5 m).

INTERPRETACIÓN

Consideramos que los datos obtenidos, aunque se traten de áreas potenciales de terrazas, son significativos, ya que las cotas definidas se corresponden con las de las terrazas fluviales detectadas mediante el trabajo de campo en los valles de los ríos Oiartzun y Deba. Para el valle del río Oiartzun, tras la realización de la cartografía potencial, se corroboró la existencia en el campo de depósitos fluviales a 5, 10, 25, 35, 50 y 100 metros de altura sobre el cauce (del Val et al., 2015), mientras que en el valle del río Deba, se reconocieron las terrazas T1 (120 m), T2 (85 m), T3 (64-62 m), T4 (53-44 m), T5 (35-29 m), T6 (23-17 m), T7 (13-7) y T8 (8-4 m) por Arriolabengoa (2015).

La Figura 1 recoge gráficamente y de manera sintética los datos obtenidos. Se observa la existencia de diversos niveles que se repiten en casi todos los valles estudiados. Esta homogeneidad en las cotas de los niveles de terraza sugiere una evolución semejante en todos los valles; una respuesta frente a los factores climáticos y tectónicos que determinaron su evolución similar en todos los valles analizados.

En cuanto a la tasa de incisión, se pueden diferenciar tres intervalos diferentes: De T1 a T4, la diferencia altitudinal entre los diferentes niveles de terraza es de 20 metros, mientras que desde T4 hasta las terrazas más modernas (a excepción de la distancia entre T5 y T6), la diferencia altitudinal es de 10 metros. Por último, la diferencia entre T8 y T9 es

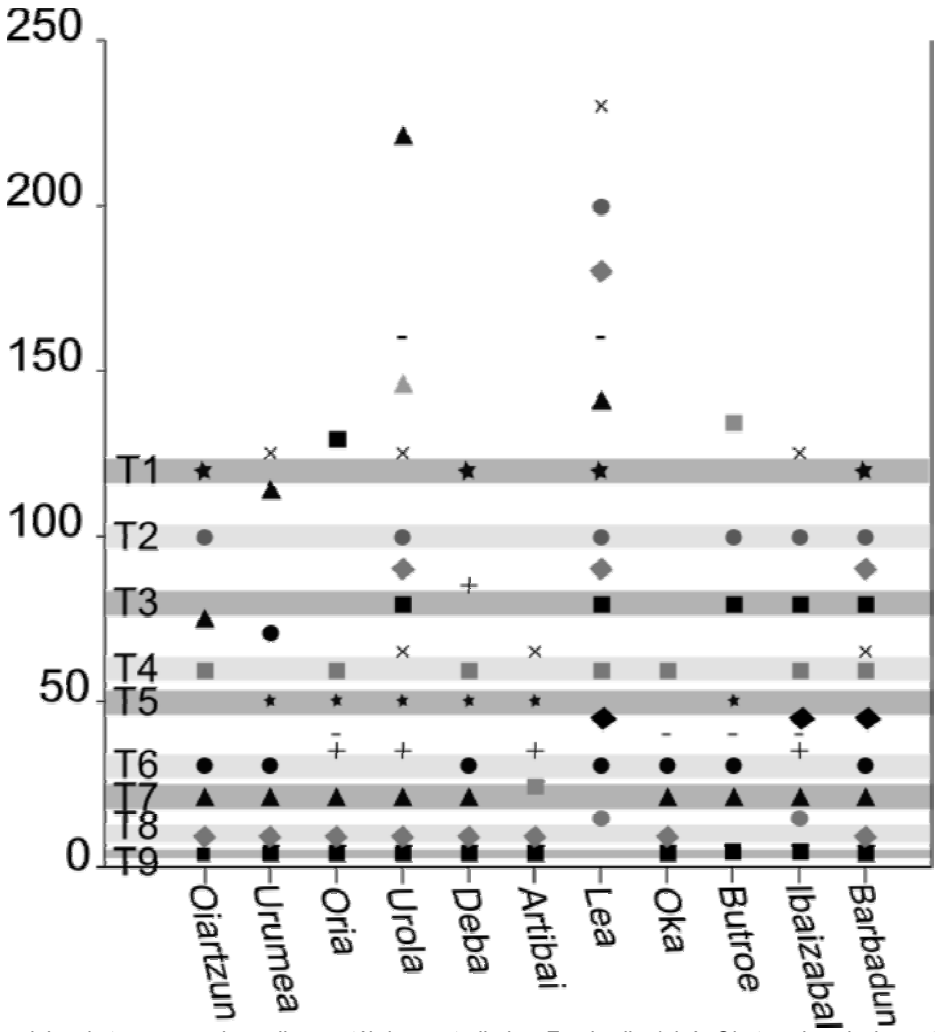


Fig. 1: Niveles potenciales de terrazas en los valles cantábricos estudiados. En el valle del río Oiartzun los niveles potenciales de terraza han sido corroborados mediante el trabajo de campo del Val et al., 2015, mientras que en el río Deba los niveles presentados en esta gráfica corresponden a los niveles detectados mediante este método y el trabajo de campo en Arriolabengoa (2015).

de tan sólo de cinco metros. Este hecho sugiere dos posibles interpretaciones: i)Una mejor preservación de los depósitos más modernos, y el desmantelamiento de depósitos más antiguos.
ii) Un cambio en los parámetros que controlaron la evolución del valle fluvial, y por tanto, de los procesos que controlaron la formación de las terrazas antes y después de la terraza T4.

La distribución de las terrazas potenciales a lo largo del perfil longitudinal de los distintos ríos, muestra que los niveles más bajos tienen una presencia más continua a lo largo del valle, mientras que la presencia de niveles de terraza a cotas altas es más esporádica.

CONCLUSIONES

Por primera vez, se han definido las áreas de terrazas potenciales en los valles cantábricos del País Vasco, donde apenas existen estudios previos sobre los valles fluviales.

Se han podido establecer 9 niveles potenciales de terrazas fluviales, estando el nivel más antiguo a 120 metros sobre el cauce actual. Los principales niveles de terrazas (T1 a la T9) tienen una amplia representación en los distintos valles, indicando una respuesta similar de éstos frente a los principales agentes de formación y preservación de terrazas fluviales (tectónica, clima, vegetación,…) En base a las posibles tasas de incisión se diferencian 3 grupos/tipos de terrazas: 1) T1 a T3, con 20 m de separación o incisión entre terrazas; 2) T4 aT7, con 10 m; 3) T8 y T9, con 5 m de separación en cota entre las terrazas.

El trabajo de campo que se está llevando a cabo, permitirá validar la localización de las terrazas fluviales y crear una cartografía de las terrazas fluviales del margen cantábrico.

Por último, la posterior caracterización sedimentológica y el análisis geocronológico de los depósitos fluviales, permitirán profundizar en el conocimiento de la evolución cuaternaria de los valles cantábricos. Además del gran interés de la información obtenida para la investigación geomorfológica, sedimentaría y medioambiental, permitirá también integrar y contextualizar otro tipo de evidencias, como las arqueológicas y paleontológicas, tan abundantes e importantes en el margen cantábrico.

Agradecimientos
M. del Val y M. Arriolabengoa disfrutan de sendas becas predoctorales del Gobierno Vasco (BFI-2012-289 y BFI-2010-379 respectivamente). Esta investigación ha sido finaciada por los siguientes proyectos: “KantaurDEM: Lurrazalaren eredu digitalen bidezko Kantaruialdeko ibai-arroen eta Kontinente-plataformaren bilakaera geomorfologikoa”,(Eusko Ikaskuntza) y el proyecto “US14/16: Modelado Plio-Cuaternario del Geoparque (Zumaia-Deba-Mutriku) e implicaciones paleoambientales” (UPV/EHU).

Referencias bibliográficas

Arriolabengoa, M. (2015) *Evolución geológica cuaternaria del valle del río Deba (Gipuzkoa).* Tesis doctoral, Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea, Leioa, 196 pp.

del Val, M., Iriarte, E., Arriolabengoa, M., Aranburu, A., (2015). An automated method to extract fluvial terraces from LIDAR based high resolution Digital Elevation Models: The Oiartzun valley, a case study in the Cantabrian Margin. *Quaternary International 364, 35-43*

Demoulin, A., Bovy, B., Rixhon, G., Cornet, Y., (2007). An automated method to extract fluvial terraces from digital elevation models: The Vesdre valley, a case study in eastern Belgium. *Geomorphology* 91, 51-64.

Edeso, J.M. y Ugarte, F.M., (1987). Los depósitos detríticos cuaternarios del Valle del río Oyarzun (Gipuzkoa). *Munibe Ciencias Naturales* 39, 103-114.

Fernández, S., Álvarez-Marrón, J., Menéndez, R., (2012). Tasas medias de denudación, morfometría e hipsometría en cuencas costeras del Norte de España. En: Geo-temas (Fernández, L.P., Fernández, A., Cuesta, A., Bahamonde, J.R., Eds.), Resúmenes extendidos del VIII Congreso Geológico de España, Vol., 13, Oviedo, 711-713.

Fernández Rodríguez, F.J., Menéndez Duarte, R., Marquínez, J., (1997). Aplicación de un sistema de información geográfica en la cartografía temática y clasificación geomorfológica de los sistemas fluviales en Asturias. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 10 (1-2), 117-130.

Jiménez-Sánchez, M., (1999). Geomorfología fluvial en la cabecera del río Nalón (Cordillera Cantábrica, Noroeste de España). *Trabajos de Geología*, 21, 189-200.

Ruiz-Fernández, J., Poblete, M.Á., 2011. Las terrazas fluviales del río Cares: aportaciones sedimentológicas y cronológicas (Picos de Europa, Asturias). *Estudios Geográficos*, 72 (270), 173-202.

CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO DE LA CRONOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS DE TERRAZA DE LOS RIOS EBRO E HÍJAR EN LA ZONA DE REINOSA (CANTABRIA)

Perucha, M.A. [(1)], *Medialdea, A.* [(2)], *Mediato, J.F.* [(1)], *Salazar, A.* [(3)]

(1) Instituto Geológico y Minero de España, C/ Ríos Rosas, 23. 28003 – Madrid. ma.perucha@igme.es; jf.mediato@igme.es
(2) Department of Geography, University of Sheffield, Winter Street, S10 2TN-Sheffield, UK. a.medialdea@sheffield.ac.uk
(3) Instituto Geológico y Minero de España, C/ La Calera, 1. 28760 - Tres Cantos (Madrid). a.salazar@igme.es,

Contribution to the knowledge of the chronology of the Ebro and Hijar river terrace deposits in Reinosa (Cantabria): *This contribution provides a first approximation to the chronology of fluvial deposits of the Ebro basin headwaters. The absence of absolute dates in these materials, although they cover an extensive area, and recent cartography works has led to consider the sampling these materials advisable. Absolute dates on these deposits provides a key information which will certainly improve the data presented in the new maps. OSL ages from terrace deposits suggest minimum age of 34 ka and 47 ka BP for the Ebro River and 32 ka and 67 ka for the Híjar river. These ages are consistent with other minimum ages obtained in the Cantabrian Mountains by other authors for maximum glacial extent.*

Palabras clave: Ebro, terraza fluvial, OSL, Cantabria
Key words*: Ebro, fluvial terrace, OSL, Cantabria*

INTRODUCCIÓN

En el año 2007, mediante un convenio específico de colaboración suscrito con el Gobierno de Cantabria, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) abordó la elaboración de la cartografía geológica, geomorfológica y de procesos activos a escala 1:25.000 del territorio de dicha Comunidad Autónoma. Este proyecto ha supuesto una importante aportación al conocimiento regional de la geología del Cuaternario, si bien no precisa las cronologías, ya que no fue posible la realización de dataciones absolutas por limitaciones presupuestarias. La ausencia dataciones absolutas en la cabecera de la cuenca del Ebro en depósitos fluviales, a pesar de que ocupan una extensión considerable, y el hecho de que el IGME esté realizando la actualización del Mapa del Cuaternario de España a 1:1.000.000, nos ha llevado a plantear la conveniencia de realizar un muestreo en estos materiales con el fin de obtener dataciones absolutas que mejoren su conocimiento y quede reflejado en el nuevo mapa.

Este nuevo Mapa del Cuaternario de España 1:1.000.000 será el punto de partida para realizar la aportación española a la nueva versión del *International Quaternary Map of Europe* (IQUAME-2500) en formato digital (Asch, 2011) que actualizara la primera versión existente (Voges, 1967-1995). El modelo de datos del nuevo mapa del Cuaternario de España debe ser conforme con las especificaciones de la directiva INSPIRE y además requerimientos establecidos para el IQUAME-2500 (Sevillano et al., 2015). Entre estos requerimientos se considera imprescindible que cada unidad geológica cartografiada incluya información sobre la litología, la génesis y la edad. Debido a que muchas de las unidades carecen de datos cronológicos absolutos, se consideró importante obtener estos nuevos datos en ciertas unidades cartográficas, entre ellas los depósitos de terraza en la zona de cabecera de la cuenca del Ebro.

Este trabajo aporta una primera aproximación a la cronología de los depósitos fluviales de la cabecera de la cuenca del Ebro.

SITUACIÓN Y ANTECEDENTES

La zona de estudio se localiza en la cabecera de la cuenca del Ebro, en la parte meridional de la Comunidad Autónoma de Cantabria, en la comarca de Alto Campoo. La zona está surcada por los ríos Ebro e Híjar, los cuales presentan una dirección general E-O, paralela a las principales morfoestructuras regionales. El sustrato en el que se encajan los ríos está formado por materiales triásicos, mayoritariamente areniscas, lutitas y arcillas en facies Buntsandstein y Keuper, y por las carniolas del Jurásico Inferior, lo cual determina la composición litológica de los clastos que conforman los depósitos fluviales estudiados (Fig.1).

El Ebro nace en el manantial de Fontibre, mientras que su principal afluente, el Híjar, lo hace en el macizo de Peña Labra, en el que se han descrito más de 30 circos glaciares, siendo los más importantes los que por confluencia se concentran precisamente en el valle del Híjar (Hernández Pacheco, 1944; Frochoso y Castañón, 1997). Hacia las demás vertientes el desarrollo de glaciares fue más marginal. Las longitudes son en general modestas, con un máximo de 6 km en el valle del Híjar. Las morrenas más bajas se sitúan entre 1280 y 1670 m. Las formas glaciares de estos macizos se atribuyen al Würm (Weichselian) o último periodo glaciar, y se reconocen generalmente diversas fases: una de máximo avance, uno o dos estadios intermedios y un estadio residual (Frochoso y Castañón, 1997).

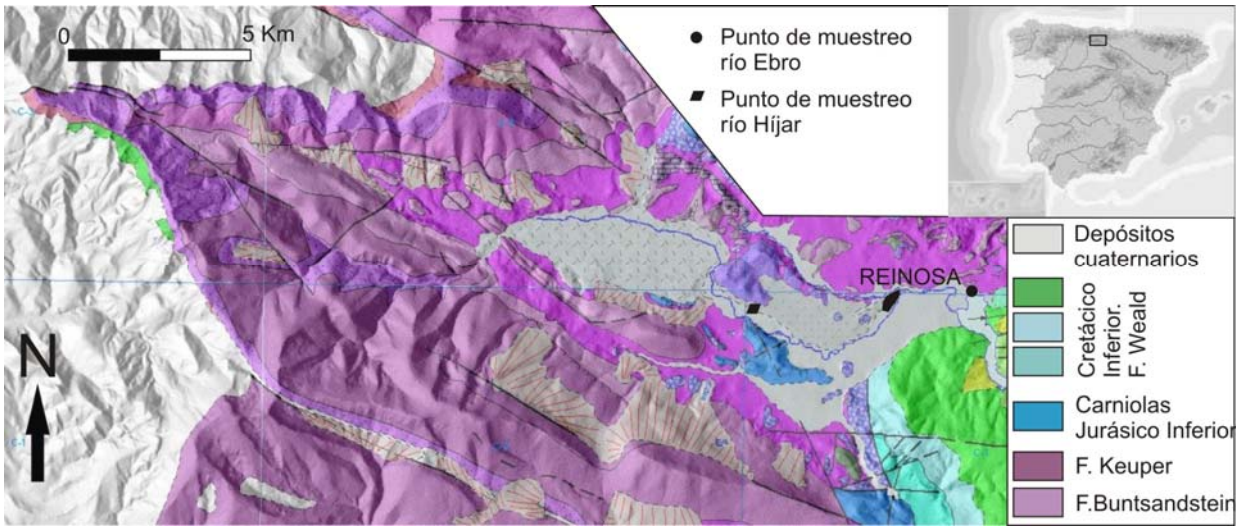


Fig. 1: Situación de la zona de estudio.

Los trabajos concernientes a la geología del Cuaternario en la zona de Reinosa son bastante escasos, siendo la cartografía geológica y geomorfológica realizada por el IGME para el Gobierno de Cantabria un reflejo del estado de conocimiento actual (Fig. 2).

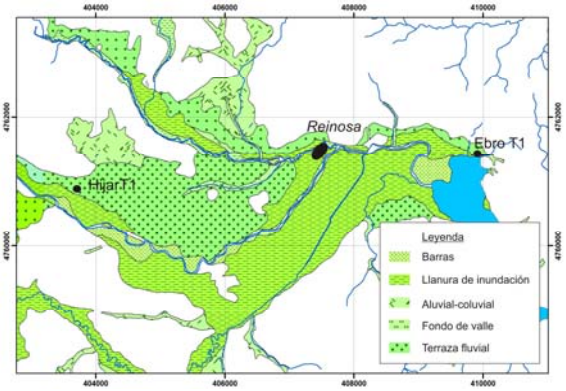


Fig. 2: Detalle de la cartografía de los depósitos fluviales de la zona.

En la zona de Reinosa, el río Ebro se encaja en el sustrato, desarrollando un nivel principal de depósitos de terraza situado a una altura de unos 8-10m sobre el cauce actual. El depósito está formado por gravas, bastante compactadas, de colores rojizos y ocres, con cantos centimétricos de areniscas y cuarcitas y matriz arenosa (Fig. 3); presenta lentejones intercalados de arenas de grano medio y fino de color ocre rojizo, localmente con laminaciones.

Por su parte, su afluente principal, el río Híjar presenta igualmente un nivel de terraza cerca de la confluencia, equivalente al nivel de terraza del río Ebro. Aguas arriba se distingue otro nivel de terraza superior situado a +17-20m. En la zona próxima a Matamorosa y Reinosa, el río Híjar se encaja en las carniolas del Jurásico Inferior, aflorando éstas en algunos puntos del cauce. Los depósitos de terraza están formados por niveles de gravas con cantos y bolos de cuarcitas y areniscas redondeados, algunos de hasta 60cm, bastante alterados; intercalados, aparecen algunos niveles de limos arenosos ocre-anaranjados muy compactados, y niveles laminados de limos y arenas (Fig. 4).

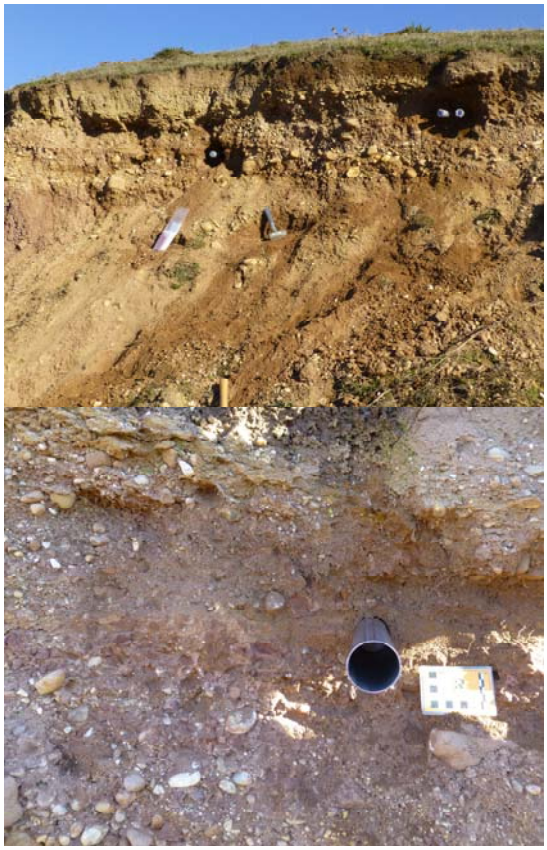


Fig. 3: Aspecto de los materiales muestreados en los depósitos de terraza del río Ebro junto al pueblo de Requejo. La foto inferior corresponde a un detalle de uno de los niveles muestreados.

Los trabajos existentes cercanos a esta zona que tratan sobre los depósitos fluviales están relacionados con el estudio del yacimiento paleolítico de la ermita del Abra (Gutiérrez Morillo y Serrano, 1998), en el que abordan el estudio geomorfológico de las terrazas del río Híjar en el entorno del yacimiento. En este trabajo, los autores atribuyen a

la terraza alta (T-I, a +17-20m) en la que se localiza el yacimiento, una edad anterior al Último Máximo Glaciar (LGM), concretamente anterior a los 70.000 años B.P., por las características técnicas y tipológicas de la industria encontrada y por correlación con otras dataciones. La terraza T-II, en la que también se encuentra industria lítica, la correlacionan con el Último Máximo Glaciar (LGM). En el entorno del yacimiento los autores también diferencian otra terraza inferior, situada a +2-3m sobre el cauce, que va disminuyendo de cota y desaparece aguas abajo, y que debe corresponder a la llanura aluvial actual.

Fig. 4: Aspecto de uno de los niveles muestreados en los depósitos del río Híjar.

MUESTREO Y DATACIÓN POR LUMINISCENCIA

A partir de la información obtenida durante la realización de la cartografía geomorfológica se eligieron las zonas más adecuadas para tomar las muestras que serían datadas por luminiscencia ópticamente estimulada (OSL). Las muestras fueron tomadas en los depósitos de terraza del río Ebro y del río Híjar que forman un nivel equivalente en ambos ríos. Este es el único nivel de terraza existente en el entorno de Reinosa y se encuentra a +8-10m sobre el cauce actual.

Se han datado cuatro muestras, dos en la terraza de la margen izquierda del Ebro, en las proximidades del pueblo de Requejo, y otras dos muestras en la terraza de la margen izquierda del río Híjar, cerca de Matamorosa (Fig. 2), que es equivalente en altura a la anterior. Las muestras se tomaron 1m por debajo de la superficie del terreno en el caso del río Ebro (muestras EBRO T1 REQ-1 y EBRO T1 REQ-2) (Fig. 3), y en el río Híjar una de las muestras se tomó 2m por debajo de la superficie (muestra HIJAR T1 MAT-1) y otra a 3m de profundidad (muestra HIJAR T1 MAT-2) (Fig. 4). Se eligieron niveles de arenas finas y limos arenosos, que en algunos puntos aparecen laminados; son de color ocre y están bastante compactados (Fig. 3). Estos niveles se encuentran intercalados entre paquetes de gravas con cantos de cuarcitas y areniscas muy alteradas, de tamaño centimétrico, clastosoportadas y con matriz arenosa.
Las muestras recolectadas para datación por luminiscencia han sido medidas en el departamento de Geografía de la Universidad de Sheffield y el Nordic Laboratory for Luminescence Dating en Dinamarca.

La tasa de dosis de estas muestras se ha determinado a partir de la concentración de radionucleidos (U, Th y K) mediante espectrometría gamma de alta resolución. Estas medidas se hicieron en las instalaciones del laboratorio de Dinamarca.

La contribución de la radiación cósmica se ha determinado en función de la profundidad a la que se ha tomado la muestra (Prescott y Hutton, 1994). Se ha aplicado un factor de atenuación a la tasa de dosis según la humedad (Aitken y Xie, 1990). Se ha considerado un 10% de humedad como valor representativo del tiempo que la muestra ha permanecido enterrada. Los valores de dosis anual medidos son muy altos (>4 Gy/ka), que suelen ser típicos de zonas graníticas.La dosis equivalente se ha determinado sobre la fracción de cuarzo de 180-250 µm extraída de las muestras. Para la medida se ha utilizado un lector de luminiscencia modelo TL-OSL DA-20 en el laboratorio de Sheffield. En todas las medidas se ha empleado el protocolo SAR (*single aliquot regenerative protocol*).

Se ha medido un total de 24 alícuotas de 2 mm de diámetro (conteniendo ~20 granos de cuarzo) para cada una de las cuatro muestras. Las distribuciones de dosis obtenidas tienen una dispersión media del 40% con valores de dosis entre 100 y 400 Gy (equivalente a edades entre 20 y 80 ka). El blanqueamiento total de sedimento durante su transporte es crucial para hacer una datación precisa. Ante la posibilidad de que el sedimento a estudio estuviera afectado por blanqueamiento parcial al no estar expuesto a la luz solar durante suficiente tiempo durante su transporte se ha empleado un modelo de edad mínima (*Internal-External Consistency Criteria*, IEU) (Thomsen et al, 2005; Medialdea et al., 2014) para la estimación de la dosis real de enterramiento. Este modelo permite identificar la población de dosis correspondiente a los granos de cuarzo bien blanqueados y descartar del cálculo aquellos con dosis residual proveniente de procesos anteriores.

Un porcentaje alto de las alícuotas medidas presentan valores de dosis cercanos a la zona de saturación de la señal luminiscente lo que supone perdida de resolución en las medidas de dosis. Algunos valores de dosis altos no se pueden medir por encontrarse fuera del rango que se puede abarcar con esta técnica. Por ello, la datación mediante OSL de estas muestras dará un límite inferior de edad pero no es posible determinar una edad más precisa. Las edades mínimas obtenidas para cada una de las muestras aparecen reflejadas en la Tabla 1.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los altos valores de dosis anual medidos han supuesto un inconveniente para poder obtener una edad más concreta de los materiales muestreados. Estos valores tan altos se deben al enriquecimiento en uranio que presentan los materiales de la facies Buntsandstein presentes en la zona, y que son el área fuente de los depósitos de terraza muestreados. De hecho, este enriquecimiento hizo que las facies Buntsandstein de la zona de Reinosa fueran objeto

de estudio durante la década de los 70, dentro del Plan Nacional de Exploración de Uranio (ITGE, 1980).

Las edades obtenidas mediante OSL de las muestras tomadas en los depósitos de terraza arrojan unas edades mínimas de 34 ka y 47 ka B.P. para el río Ebro y de 32 ka y 67 ka para el río Híjar. Estas edades, aunque son anteriores al LGM global, a nivel regional sí pueden correlacionarse con el último máximo glaciar local (LLGM), pues dichos valores cronológicos son consistentes con otras edades mínimas obtenidas en la Cordillera Cantábrica por otros autores para la máxima extensión glaciar local.

En Picos de Europa, Serrano et al. (2012) a partir de dataciones por radiocarbono realizadas en sedimentos glaciolacustres concluyen que la máxima expansión glaciar fue anterior a los 35.000 años B.P. En el Parque Natural de Redes, Jiménez-Sánchez y Farias (2002) dataron un depósito glaciolacustre en 34 ka B.P., como edad mínima. Moreno et al. (2010) han datado depósitos proglaciares de la cuenca de Comella, en Picos de Europa, en 40 ka B.P., y depósitos glaciolacustres del lago Enol han dado una edad de 38 ka B.P. Todas estas dataciones indicarían que en la Cordillera Cantábrica LLGM fue notablemente anterior al Último Máximo Glaciar global. En los Pirineos, las fechas que obtienen Lewis et al. (2009) mediante OSL en las terrazas de los ríos Gállego y Cinca correlacionadas con la fase de máxima extensión de los glaciares, son 68 ka y 61 ka respectivamente, también previas al LGM global.

Agradecimientos: Trabajo financiado por el IGME con cargo a sus presupuestos, proyecto (Ref. 2264) "*Actualización del Mapa del Cuaternario de España 1:1.000.000 (Cuaternario 1M) y aportación a la nueva versión del International Quaternary Map of Europe 1:2.500.000" (IQUAME 2,5M)*".

Referencias bibliográficas

Aitken, M.J., Xie, J. (1990). Moisture correction for annual gamma dose. *Ancient TL*, 8, 6-9.

Asch, K. (2011). The Earth Beneath Our Feet: Start of the International GIS and Map of Quaternary Geology of Europe. *17th MAEGS - Abstracts*. Belgrado (República de Serbia), 47-48.

Asch, K., Gdaniec, P., Müller, A. (2014). *Review of the 1: 2.5 Million International Quaternary Map of Europe. General information and guidelines for the review* (working paper). BGR. Hanover, 30 pp.

Gutiérrez Morillo, A., Serrano, E. (1998). El yacimiento del Paleolítico medio de la "ermita del Abra" (Campóo de Suso, Cantabria). Aproximación cultural, cronológica y geomorfológica. *Cuaternario y Geomorfología*, 12 (3-4), 27-39.

ITGE (1980). Plan Nacional de exploración de uranio. Programación y control. Geología efectuada durante el quinquenio 1975-1979. Madrid.

Jiménez-Sánchez, M., Farias, P. (2002). New radiometric and geomorphologic evidence of Last Glacial maximum older than 18 ka in SW European Mountains: the example of Redes Natural Park, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Geodinamica Acta*, 15, 93-101.

Lewis, C., McDonald, E., Sancho, C., Peña, J.L. Rhodes, E. (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 de Azcona, J.M., Suárez-Feito, J. (1965). *Mapa Geológico de España y Portugal peninsulares, Baleares y Canarias, escala: 1:1.000.000*. 1ª Ed. IGME, Madrid (España), 1 mapa.

Pérez-González, A., Cabra, P., Martín-Serrano, A. (1989). Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1,000,000. IGME, Madrid (España), 279 pp. (+ 1 mapa).

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.

Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Mata, M.P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, J.P., Rico, M., 2010. The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, northern Spain). *Journal of Quaternary Science*, 25, 1076-1091.

Prescott, J.R., Hutton, J.T. (1994). Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements*, 23, 497-500.

Serrano, E., González-Trueba, J.J., González-García, M. (2012). *Quaternary Research*, 78, 303-314.

Sevillano, A., Rodríguez, J.A., Salazar, A. (2015). Data model for a new digital Quaternary map of Spain 1:1,000,000. En: *8th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems – Proceedings*. Barcelona.

Voges, A. (Ed.) (1967-1995). *International Quaternary Map of Europe scale 1:2,500,000*. BGR-UNESCO, Hannover (Alemania), 14 mapas y 1 leyenda.

Thomsen, K.J., Murray, A.S., Bøtter-Jensen, L. (2005). Sources of variability in OSL dose measurements using single grains of quartz. *Radiation Measurements*, 39, 47-61.

Muestra	Dosis Equivalente (Gy)	Tasa de Dosis (Gy/ka)	Edad (ka)	Humedad (%)
EBRO T1 REQ-1	158.6 ± 17.6	4.6 ± 0.2	34.6 ± 4.3	10
EBRO T1 REQ-2	247.1 ± 21.4	5.2 ± 0.2	47.2 ± 4.7	10
HIJAR T1 MAT-1	147.3 ± 24.4	4.5 ± 0.2	32.7 ± 5.7	10
HIJAR T1 MAT-2	328.6 ± 24.5	4.8 ± 0.2	67.8 ± 6.0	10

Tabla 1: Tabla con los resultados obtenidos de la datación por luminiscencia para cada una de las muestras tomadas.

DATACIÓN POR LUMINISCENCIA ÓPTICAMENTE ESTIMULADA (OSL) APLICADA AL ESTUDIO DE SEDIMENTOS DE CRECIDA RECIENTES

A. Medialdea [(1)], G.Benito [(2)], K.J.Thomsen [(3)]

(1) Department of Geography, University of Sheffield. Winter Street, S10 2TN Sheffield, UK. a.medialdea@sheffield.ac.uk
(2) Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Serrano 115 bis, 28006 Madrid, España.
(3) Center for Nuclear Technologies, Technical University of Denmark, DTU Riso Campus, Frederiksborgvej 399, 4000 Roskilde, Denmark.

Abstract (Optically Stimulated Luminescence (OSL) of young palaeoflood sediments): *The challenge of accurately estimating the deposition age of incompletely-bleached samples in luminescence dating has motivated developments in both measurement and analysis methods over the last few years. In this study, we compare the behaviour of CAM and IEU models when applied to dose distributions from a sequence of eight recent (40-1000 yr) flash flood deposits, potentially affected by incomplete bleaching. These dose distributions were obtained from quartz single grains and quartz small multigrain aliquots (~30 grains). Comparison was made between the different measuring and analysing techniques applied. The most suitable method was assessed by comparison of these results with those available from independent age control. It is shown that the measurement of multigrain aliquots in combination with the minimum age model IEU on OSL dose distributions is appropriate for the accurate dating of young flash flood deposits.*

Palabras clave: Paleocrecidas, datación por luminiscencia, depósitos recientes, cuarzo.
Key words*: Palaeofloods, luminescence dating, young deposits, quartz.*

INTRODUCCIÓN

En los últimos años, la datación por luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) se ha convertido en una técnica clave en la datación de depósitos fluviales holocenos. Su aplicación en el estudio de crecidas fluviales aporta una información inestimable de cara a establecer patrones de magnitud y frecuencia de estos eventos. Para realizar una datación por OSL se parte del supuesto de que el material a estudio ha sido expuesto a la luz solar durante su transporte, antes de quedar depositado y enterrado. Este supuesto puede no cumplirse en el caso de depósitos de crecidas relámpago con hidrogramas que pueden durar unas pocas horas o cuando el sedimento es transportado en distancias cortas. En esos casos, la exposición a la luz puede ser insuficiente dando lugar a un problema de blanqueamiento parcial que derivará en una sobreestimación de la edad. Esta sobreestimación resulta especialmente significativa en el caso de depósitos recientes (<1000 años). Este trabajo aborda la datación por OSL de depósitos recientes de crecida del río Guadalentín, considerado uno de los más torrenciales de la Península Ibérica. Ha sido necesario aplicar nuevos métodos de medida y nuevos protocolos en el análisis de la señal luminiscente para poder estimar la edad.

Los resultados obtenidos se han comparado con un registro cronológico establecido a partir de archivos históricos y dataciones de radiocarbono en un trabajo previo (Benito *et al*., 2010).

SITUACIÓN

El punto de muestreo, identificado como “Estrecho site”, se encuentra en la confluencia de los ríos Caramel y Rambla Mayor, 150 m aguas arriba de la entrada de un cañón (Figura 1). En este punto se ha localizado una zona de remanso de flujo donde se han acumulado más de 7 m de niveles de arena y limo entre los que se han identificado un total de 24 eventos de crecida. Se han muestreado 8 de estos 24 niveles para su datación por OSL; 7 de ellos localizados en la parte superior del perfil, más reciente, y que comprenden un registro de los últimos 500 años y una última muestra en un nivel datado como de ~1000 años calibrados BP.

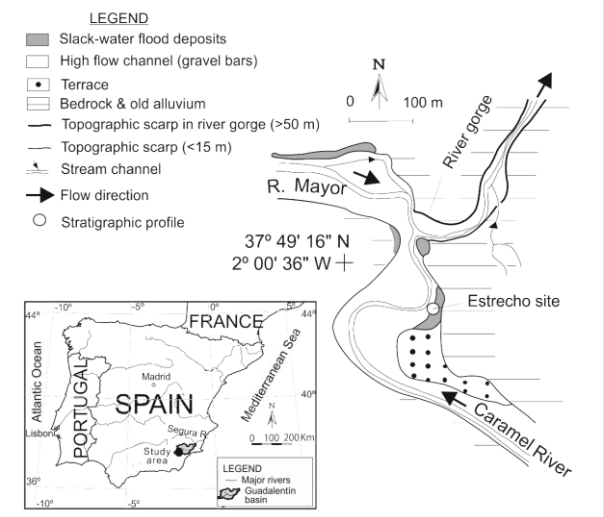


Figura 1. Situación de la cuenca del río Guadalentín y esquema geomorfológico del tramo estudiado con la posición de la zona de remanso donde se han localizado los depósitos de crecida.

METODOLOGÍA

La edad de las muestras se ha determinado según la relación

$$Edad\,(años) = \frac{Dosis\ equivalente\,(Gy)}{Tasa\ de\ dosis\left(Gy/año\right)}$$

La tasa de dosis se ha calculado a partir de las concentraciones de ^{238}U, ^{232}Th y ^{40}K medidas mediante espectrometría gamma de alta resolución. La contribución de la radiación cósmica se ha

calculado en función de la profundidad de muestreo. Para los valores finales se ha asumido una atenuación debido a la humedad, considerando los valores de humedad en el momento de muestreo como representativos del tiempo que el material ha permanecido enterrado.

Las medidas de luminiscencia se han realizado sobre la fracción de cuarzo de tamaño 180-250 µm, extraída de cada una de las muestras bajo condiciones controladas de luz. Para confirmar que el comportamiento luminiscente del cuarzo contenido en estas muestras es adecuado para poder realizar una datación por OSL, se han llevado a cabo diversos experimentos de recuperación de dosis (*dose recovery test*). Para estos experimentos, el cuarzo se ha blanqueado de forma artificial y posteriormente se ha sometido a una dosis conocida de radiación.

Para determinar las distribuciones de dosis natural se han medido un total 3000-5000 granos individuales (Duller y Murray, 2000) y 80-100 alícuotas pequeñas (~30 granos/alícuota) de cada una de las muestras. Las dosis equivalentes se han estimado a partir de estas distribuciones aplicando tanto el modelo CAM (Central Age Model, Galbraith *et al*., 2005) como la aproximación IEU (Internal-External Consistency Criteria, Thomsen *et al*., 2007; Medialdea *et al*., 2014). Se han calculado de forma independiente las edades derivadas de la medida de granos individuales y de la medida sobre alícuotas conteniendo ~30 granos. Los resultados se han comparado con la cronología establecida a partir de una datación por radiocarbono para la muestra más antigua (~1000 años) y registros históricos para las 7 muestras restantes (Benito *et al*., 2010). Figura 2.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las curvas de decaimiento luminiscente observadas presentan una señal relativamente intensa que ha permitido establecer las curvas de crecimiento de dosis de forma precisa. Las medidas sobre granos individuales muestran que el 80% de la luminiscencia detectada proviene de menos del 12% de los granos medidos y el 60% de los granos no contribuye de forma significativa a la señal luminiscente.

Los experimentos de recuperación de dosis indican que la distribución de una muestra perfectamente blanqueada y que ha recibido una dosis de radiación homogénea, es decir, que no está afectada por factores extrínsecos (como el blanqueamiento parcial o las variaciones en la microdosimetría del entorno), tendrá una forma normal y su media dará como resultado el valor de dosis artificial a la que ha sido sometida. Este valor de dosis se ha podido recuperar

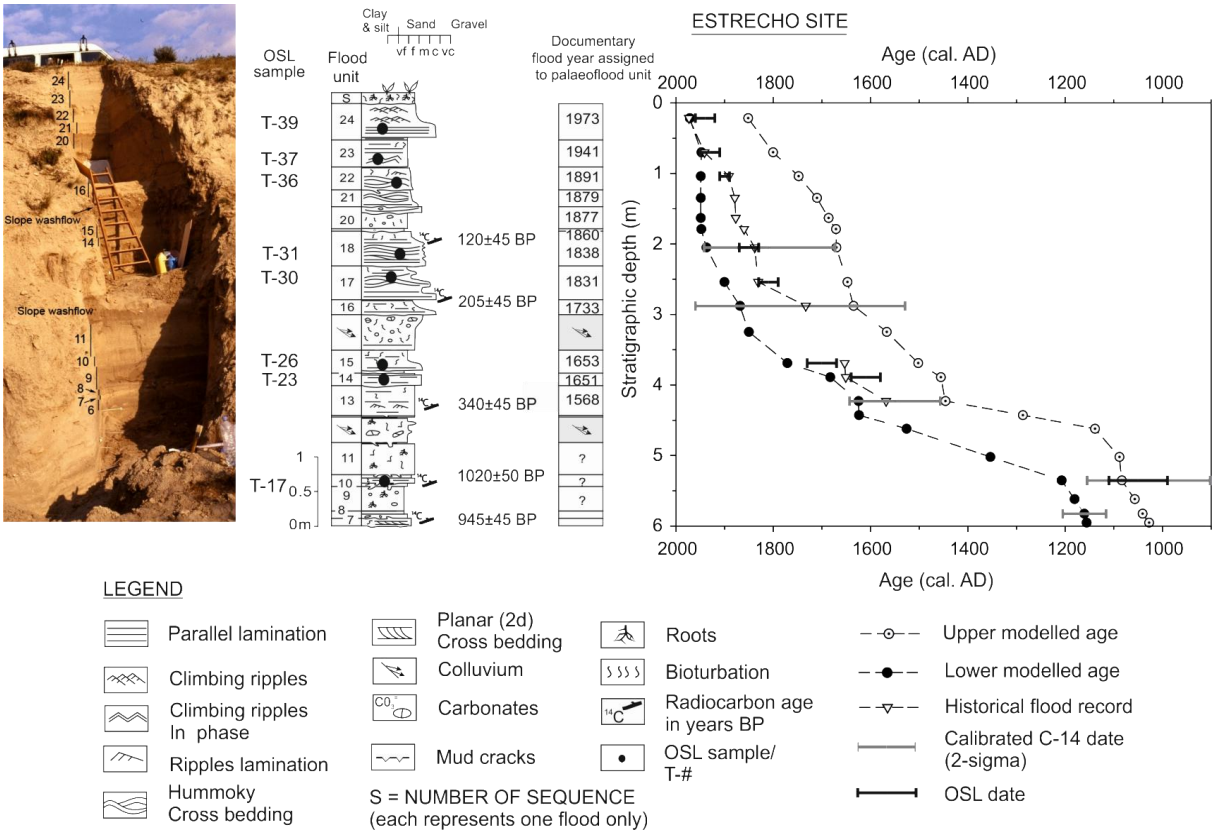


Figura 2. Izquierda: Sequencia de la secuencia de mas de 7 m de los depósitos de crecida en el lugar de muestreo, Estrecho site, sobre la que se indican los números usados para identificar los distintos niveles de crecida. En el centro de la imagen: perfil estratigráfico mostrando las 24 unidades de crecida y los puntos muestreados para OSL así como los niveles datados por radiocarbono indicadas en años calibrados BP (Benito et al., 2010). Las unidades de paleocreicidas han sido asignadas a años en los que se han registrado crecidas catastróficas y extraordinarias en el Archivo Municipal de Lorca. Derecha: modelo de edad-profundidad generado por la aplicación un modelo de edad bayesiano usando Oxcal representado con los valores de edad de las dataciones de radiocarbono y las edades más probables a partir de los registros históricos (modelo tomado de Thorndycraft et al., (2012)). Las edades de OSL estimadas con el mejor método propuesto en este estudio se han representado mostrando un buen acuerdo con el registro cronológico previo.

con una precisión de 1σ. Estas distribuciones "perfectas" afectadas únicamente por factores intrínsecos tienen una sobredispersión de entre 7 y 20%.

Sin embargo, las distribuciones de dosis natural, tanto las derivadas de las medidas en granos individuales como aquellas medidas sobre alícuotas multigrano, están caracterizadas por una amplia dispersión (~200%). En estos casos, los valores de dosis natural medidos varían entre 0 y 50 Gy (equivalente a 0 y 50 ka). La forma más corriente para calcular un valor de dosis a partir de estas distribuciones naturales derivadas de las medidas de luminiscencia es la aplicación del modelo CAM que emplea una media ponderada. Al comparar las edades estimadas de esta forma con aquellas del registro cronológico independiente se observa una sobrestimación significativa de la edad. Este efecto se acentúa en las muestras más recientes, llegando a sobrestimaciones de 5 ka.

Esta sobreestimación indica claramente que las muestras están afectadas por blanqueamiento parcial y las distribuciones de dosis obtenidas incluyen valores de dosis de granos de cuarzo que sí sufrieron un blanqueamiento completo durante su transporte (y por tanto pueden indicar la edad real de deposición) pero también hay contribución de dosis residuales de procesos anteriores.

Alternativamente se han estimado las dosis equivalentes (y las correspondientes edades) a partir de las mismas distribuciones de dosis empleando el modelo de edad mínima IEU. La comparación con el registro cronológico disponible indica que mediante este modelo, IEU, la estimación de la edad es consistente con el valor esperado para 7 de las 8 muestras. Únicamente se observa sobreestimación para la muestra más reciente, asociada con la crecida de 1973. En este caso se obtiene un valor 30 años superior al esperado, siendo significativo para esta muestra, considerada muy reciente, pero que sería despreciable para depósitos de inundaciones más antiguas.

CONCLUSIONES

Son numerosos los trabajos que han abordado la datación por OSL de depósitos de crecida, generalmente de cuencas fluviales grandes. En cuencas pequeñas (<500 km^2) existen pocos antecedentes dado que se asume que el sedimento no queda blanqueado completamente durante su transporte, lo que resulta en una sobreestimación de la edad. Para el estudio de las muestras de este trabajo se han empleado diversos métodos tanto de medida (granos individuales y alícuotas compuestas por varios granos de cuarzo) como de análisis de las distribuciones de dosis (CAM, IEU). En el modelo CAM todos los valores de dosis medidos se incluyen en el cálculo de la dosis equivalente, por tanto no es de extrañar que se obtengan sobreestimaciones de las edades conocidas a partir de registro cronológico independiente.

Las dosis residuales acumuladas como consecuencia del blanqueamiento parcial del sedimento son pequeñas, aunque significativas comparadas con las dosis acumuladas en el material que si sufrió una exposición suficiente a la luz solar durante su transporte. El modelo de edad mínima IEU permite identificar los valores de dosis correspondientes a granos bien blanqueados y estimar las edades de forma precisa incluso para las muestras más recientes. La comparación entre los resultados obtenidos a partir de la medida de granos individuales y alícuotas multigrano muestra que la medida de granos individuales, y el esfuerzo extra necesario para su análisis, no está justificado en este caso a pesar de tratarse de muestras afectadas por blanqueamiento parcial.

Este trabajo corrobora que la datación por OSL sobre la fracción de cuarzo puede ser utilizada para estimar de forma precisa edades comprendidas en los últimos cientos de años. Esto abre opciones en la determinación de series cronológicas para eventos de crecida recientes o donde la existencia de registros históricos u otras técnicas de datación (por falta de material adecuado o por falta de resolución en el rango de edad) no son aplicables.

Referencias bibliográficas

Benito, G., Rico M., Sánchez-Moya Y. Sopeña, Thorndycraft V. R & Barriendos, M., 2010. The impact of late Holocene climatic variability and land use change on the flood hydrology of the Guadalentín River, southeast Spain. Global and Planetary Change 70, 53–63.

Duller, G.A.T. and Murray, A.S, 2000. Luminescence dating of sediments using individual mineral grains. Geologos 5, 87-106

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: Part 1, experimental design and statistical models. 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.

Thomsen, K.J., Murray, A.S., Bøtter-Jensen, L., Kinahan, J., 2007. Determination of burial dose in incompletely bleached fluvial samples using single grains of quartz. Radiation Measurements 42, 3, 370-379.

Thorndycraft, V.R., Benito, G., Sánchez-Moya, Y. and Sopeña, A., 2012. Bayesian age modelling applied to palaeoflood geochronologies and the investigation of Holocene flood magnitude and frequency The Holocene, 22, 1, 13-22.

Sesión 02

Geología y Geomorfología de Sistemas litorales

EVOLUCION DEL ESTUARIO DEL RIO PIEDRAS (HUELVA) DURANTE EL HOLOCENO

J. Lario [(1)], C. Spencer [(2)], C. Zazo [(3)], J.L. Goy [(4)], A. Cabero [(1)], C.J. Dabrio [(5)], T. Bardají [(6)], F. Borja [(7)], J. Civis [(8)], C. Borja [(9)], J. Alonso-Azcárate [(10)]

(1) Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED), 28040-Madrid. javier.lario@ccia.uned.es
(2) Faculty of Environment and Technology, University of the West England, Bristol BS16 1QY, United Kingdom.
(3) Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC, 28006-Madrid.
(4) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37008-Salamanca.
(5) Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense, 28040-Madrid.
(6) Departamento de Geología, Universidad de Alcalá, 28871- Alcalá de Henares.
(7) Área de Geografía Física, Facultad de Humanidades, Universidad de Huelva, 21007-Huelva.
(8) Instituto Geológico y Minero de España, 28003-Madrid.
(9) Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Sevilla, 41004-Sevilla.
(10) Facultad de Ciencias del Medio Ambiente, Universidad de Castilla la Mancha, 45071-Toledo.

Abstract (Holocene evolution of the Rio Piedras estuary, Huelva)
This paper presents the preliminary results of a multidisciplinary study of the mixed wave-and-tide dominated estuary of the Piedras River in the mesotidal coast of the Gulf of Cadix. Nineteen hand cores and three mechanical drill cores allowed reconstructing the history of infill. Overlying the erosional surface incising the Mio-pliocene pre-estuarine deposits there follows a succession of fluvio-marine deposits (ca. 9000 calBP), an open estuarine facies with central basin muds and sandy tidal delta interbeds, with a maximum ca. 6.500 calBP, and a transition to tidal flat deposits after ca. 2800 calBP. Two episodes of extreme wave energy at ca. 3000 calBP and ca. 195 calBP were identified and interpreted as tsunami surges, the latter ascribed to the catastrophic Lisbon earthquake and the related tsunami.

Palabras clave: Holoceno, paleoambientes, evento de oleaje extremo, tsunami
***Key words**: Holocene, paleoenvironments, extreme wave events, tsunami deposits*

INTRODUCCIÓN

La costa del Golfo de Cádiz se caracteriza por un régimen mesomareal con un rango medio de 2,1 m. La energía del oleaje es media dado que el 75% de las olas no exceden 0,5 m de altura. La morfología de la costa provoca que la mayoría de los frentes de ola lleguen oblicuamente a la misma, generando una deriva litoral hacia el este y sureste en esta zona del Golfo de Cádiz. Estas condiciones han favorecido el desarrollo de llanuras mareales y marismas protegidas por sistemas de flechas litorales (Dabrio et al., 2000).

La desembocadura del Rio Piedras (Huelva) constituye el espacio protegido Paraje Natural Marismas del Río Piedras y Flecha del Rompido. Durante el último periodo glaciar el Rio Piedras drenaba hacía el Golfo de Cádiz excavando profundos valles en lo que ahora es la plataforma continental. Durante la siguiente subida del nivel del mar se formó un estuario que alcanzó su máxima extensión durante la mayor retrogradación de las barras litorales estuarinas hacia los ca. 6.500 calBP. Posteriormente se fue rellenando de sedimentos hasta su casi total colmatación, debido en gran parte al progresivo desarrollo de la flecha litoral de El Rompido en la desembocadura.

METODOLOGÍA

Para el estudio de los sedimentos de relleno holocenos del estuario se han realizado 22 sondeos manuales y mecánicos (Fig.1). Varios sondeos manuales fueron llevados a cabo en las márgenes de las marismas para investigar la paleotopografía del estuario y conocer la extensión de los sedimentos de relleno del mismo. Todos los sondeos fueron descritos en campo (color con Tabla de Munsell, clase textural, características sedimentarias, contenido orgánico macroscópico y restos de fauna). Los testigos de los sondeos mecánicos se almacenaron a -4ºC y se cortaron longitudinalmente en el laboratorio, quedando una mitad guardada para futuros estudios y siendo la otra muestreada cada 20 cm.

Fig. 1: Localización del área de estudio y los principales sondeos mecánicos estudiados.

Los análisis de las muestras incluyen granulometría, susceptibilidad magnética, materia orgánica, FRX y estudios de macro y microfauna, su tafonomía (fragmentación, abrasión, bioerosión y bioincrustación), y paleoecología.

Previamente se han realizado estudios en el sistema de flechas litorales muestreando en catas en las que se identificó la parte alta de la playa (*upper foreshore*) o la berma, cercano al nivel del mar, donde

abundan los restos de *Glycymeris glycymeris* (Zazo et al., 1994; Lario, 1996).

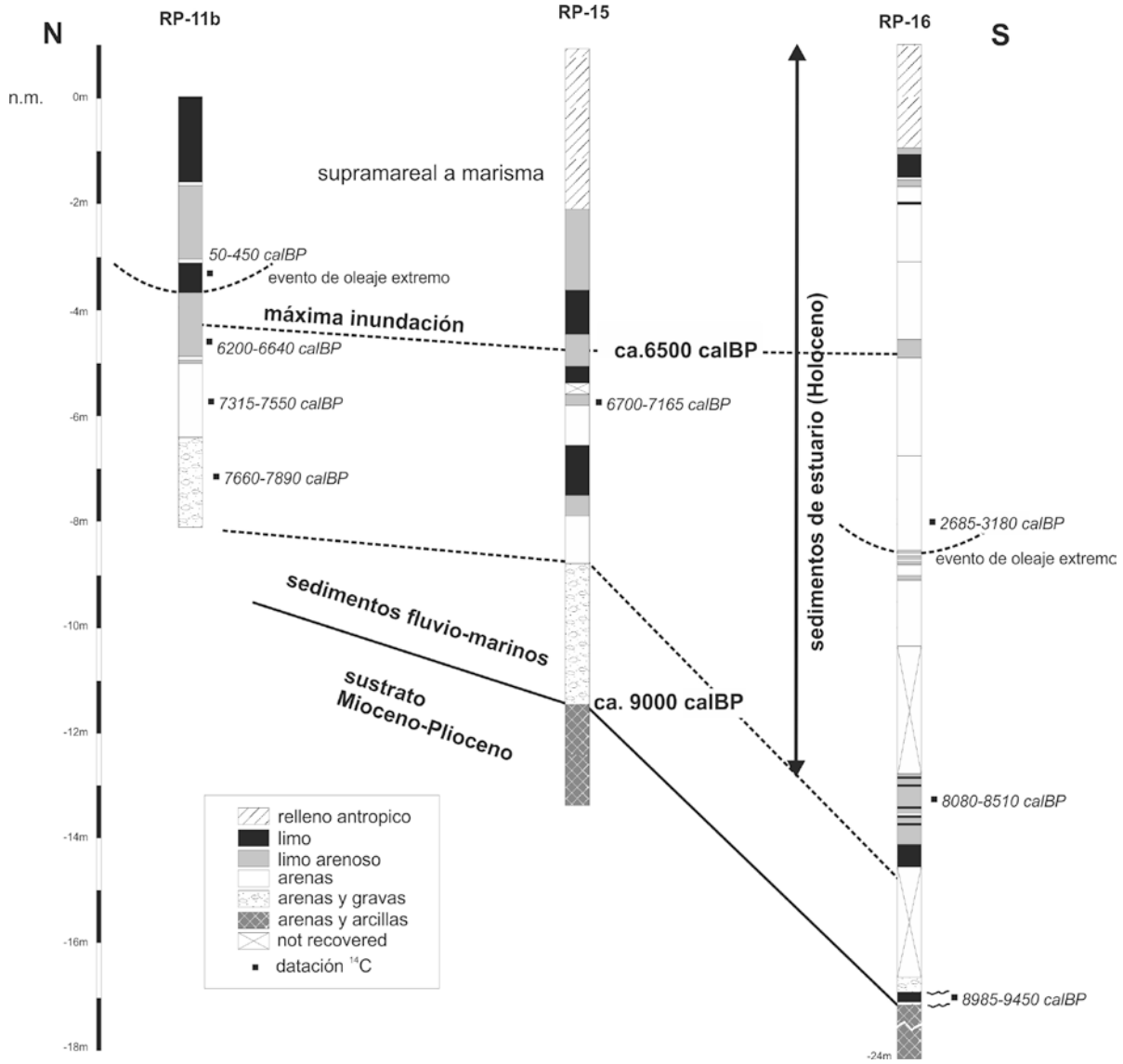


Fig. 2: Interpretación del relleno sedimentario de las marismas del Rio Piedras.

Las dataciones de radiocarbono se han calibrado con el programa Calib 7.02 (Stuiver and Reimer, 1993) corrigiendo el efecto reservorio con los valores propuestos por Lario et al. (2010).

RESULTADOS E INTERPRETACION

A partir del estudio de los sondeos se pueden diferenciar las siguientes unidades:

- Sedimentos pre-estuario: asociados al límite de los valles escavados en los depósitos mio-Pliocenos durante el máximo glaciar.
- Facies fluvio-marinas transgresivas.
- Facies de lodos de cuenca central correspondientes con depósitos transgresivos y de alto nivel del mar.
- Facies arenosas correspondientes al delta mareal.
- Facies arenosas de canales mareales.

Estas facies se corresponden con las descritas por Dabrio et al. (1999, 2000) en los cercanos estuarios del Tinto-Odiel y Guadalete. En este caso, ha sido también posible interpretar la evolución del estuario durante el Pleistoceno Superior y Holoceno. Durante la bajada del nivel del mar a ca.18 kaBP, cuando el nivel del mar se situaba a -120 m con relación al actual, se produce un encajamiento de los valles fluviales y depósitos de sedimentos de arenas y gravas asociados (Dabrio et al., 2000). Varios estudios de estuarios y *lagoons* de la costa del SO Peninsular muestran que la transgresión post-glacial cubrió los grandes valles del curso bajo de los ríos Tajo (Vis et al., 2008), Guadiana (Boski et al., 2002, 2008; Delgado et al., 2012), Tinto-Odiel (Dabrio et al., 1999, 2000) y Guadalquivir (Dabrio et al.,1999, 2000) entre 13 y 10 kaBP, mientras que los valles más pequeños y, generalmente, menos profundos solo fueron inundados cuando el nivel del mar alcanza su máximo a ca. 7500-6500 calBP (Dabrio et al., 1999; Freitas et al., 2002; Schneider et al., 2010).

En las marismas del Rio Piedras se ha localizado el sustrato mio-plioceno y la secuencia de relleno holocena (Fig. 2). Según la interpretación de Lario et al. (2009) y los resultados de las dataciones radiométricas, se deduce que el estuario cambia de condiciones salobres a marinas al alcanzar el nivel del mar su máximo nivel de inundación a ca.6500 BP. Como ocurre en otros estuarios del Golfo de Cádiz, a partir de ese momento las tasas de sedimentación decrecen y el relleno del estuario es centrípeto, pues se produce predominantemente por progradación lateral (Lario et al., 2002). A ca. 4000 calBP la aportación fluvial supera a la tasa de subida del nivel del mar provocando la aparición de llanuras mareales en la mayor parte del estuario. A ca. 2800-2200 calBP la progradación supera a la agradación vertical y se extienden totalmente las llanuras mareales y las barras arenosas. A partir de este momento también se empieza a desarrollar la flecha litoral de El Rompido que progresivamente irá cerrando el estuario.

Hay que destacar que se han reconocido dos episodios de alta energía (asociados a inundación costera) a ca. 3000 calBP y a 195 calBP, que se interpretan como eventos de oleaje extremo, probablemente asociados a tsunamis, el último de ellos al provocado tras el terremoto de Lisboa de 1755. Estos eventos han sido también reconocidos en otros estuarios del SO Peninsular (Lario et al. 2010, 2011).

CONCLUSIONES

En las Marismas del Rio Piedras se reconoce una secuencia de relleno del estuario holoceno tras la subida del nivel del mar post-glacial. La secuencia se inicia con sedimentos fluvio-marinos (ca. 9000 calBP), asociados con el primer registro de la subida del nivel del mar en este sector costero y localizado en el fondo de los paleovalles desarrollados durante el máximo glacial. El estuario alcanzó su máxima extensión a ca. 6500 calBP y, posteriormente, se va rellenando. Un cambio marcado en la sedimentación, a ca. 2800 calBP, provoca la progradación del sistema y la generación de llanuras mareales, a la vez que el desarrollo de la flecha litoral de El Rompido cierra progresivamente el estuario provocando condiciones de salinidad más restringidas y su progresiva colmatación que desemboca en el desarrollo de marismas. Durante este periodo se han identificado dos episodios de oleaje extremo, probablemente asociados a dos tsunamis, el último de ellos coetáneo del terremoto de Lisboa de 1755 y que, presumiblemente, es su registro en el estuario del Piedras.

Agradecimientos: Está investigación ha sido financiada por los proyectos CGL2012-33430 y CGL2013-42847-R, así como por Fondos de la Faculty of Environment and Technology, UWE Bristol (UK). Participa el Grupo de Investigación UCM 910198.

Referencias bibliográficas

Boski, T., Moura, D., Veiga-Pires, C., Camacho, S.,Duarte, D., Scott, D.B., Fernandes, S.G. (2002). Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border. *Sedimentary Geology*, 150,103-122.

Boski, T., Camacho, S., Moura, D., Fletcher, W., Wilamowski, A., Veiga-Pires, C., Correia, V., Loureiro, C., Santana, P. (2008).Chronology of the sedimentary processes during the postglacial seal evel rise in two estuaries of the Algarve coast, Southern Portugal. *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences*, 77, 230-244.

Dabrio, C.J.; Zazo, C.; Lario, J.; Goy, J.L.; Sierro, F.J.; Borja, F.; González, J.A.; Flores, J.A (1999). Sequence stratigraphy of Holocene incised-valley fills and coastal evolution in the Gulf of Cadiz (southern Spain). *Geologie en Minjbow*, 77, 263-281.

Dabrio, C.J.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Sierro, F.J.; Borja, F.; Lario, J.; González, J.A., Flores, J.A (2000). Depositional history of estuarine infill during the Late Pleistocene-Holocene postglacial transgression. *Marine Geology*, 162, 381-404.

Delgado, J., Boski, T., Nieto, J.M., Pereira, L., Moura, D., Gomes, A., Sousa, C., García-Tenorio, R. (2012). Sea-level rise and anthropogenic activities recorded in the late Pleistocene/Holocene sedimentary infill of the Guadiana Estuary (SW Iberia). *Quaternary Science Reviews*, 33, 121-141.

Freitas, M.C., Andrade, C., Cruces, A. (2002). The geological record of environmental changes in southwestern Portuguese coastal lagoons since the Lateglacial. *Quaternary International*, 93-94, 161-170.

Lario, J. (1996). *Último y Presente Interglacial en el área de conexión Atlántico-Mediterráneo: variaciones del nivel del mar, paleoclima y paleoambientes*. Tesis Doctoral, UCM, 269pp.

Lario, J.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Dabrio, C.J.; Borja, F.; Silva, P.G.; Sierro, F.; Gonzalez, F.; Soler, V.; Yll, R. (2002). Changes in sedimentation trends in SW Iberia Holocene estuaries. *Quaternary International*, 93-94, 171-176.

Lario, J.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Cabero, A.; Bardaji, T.; Dabrio, C.J.; Borja, F.; Civis, J.; Borja, C.; Spencer, C.; Alonso-Azcarate, J. (2009). Estuarine infill after the last postglacial transgression in Rio Piedras marshland (Gulf of Cádiz, Southern Spain). En: *Quaternary Land-Ocean Interactions: Driving mechanisms and coastal responses*. IGCP 495 Annual Conference, South Carolina, USA, pp. 56-57.

Lario, J., Luque, L., Zazo, C. Goy, J.L., Spencer, C., Cabero, A., Bardají, T., Borja, F., Dabrio, C.J., Civis, J., González-Delgado, J.A., Borja, C., Alonso-Azcárate, J. (2010). Tsunami vs. Storm surge deposits: a review of the sedimentological and geomorphological records of extreme wave events (EWE) during the Holocene in the Gulf of Cadiz, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 54, Suppl.3, 301-316.

Lario, J., Dabrio, C.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Borja, F.; Cabero, A.; Bardaji, T.; Silva, P.G. (2010). Comment on "Formation of chenier plain of the Doñana marshland (SW Spain): Observations and geomorphic model" by A. Rodríguez-Ramírez and C.M. Yáñez-Camacho [Marine Geology 254 (2008) 187–196]. *Marine Geology*, 275, 283-286.

Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Silva, P.G., Bardají, T., Cabero, A., Dabrio, C.J. 2011. Holocene paleotsunami catalogue of SW Iberia. *Quaternary International*, 242, 196-200.

Schneider, H., Höfer, D., Trog, C., Busch, S., Schneider, M., Baade, J., Daut, G., Mäusbacher, R. (2010). Holocene estuary development in the Algarve Region (Southern Portugal) - A reconstruction of sedimentological and ecological evolution. *Quaternary International*, 221, 141-158.

Stuiver, M., Reimer, P. J., 1993, Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program, *Radiocarbon*, 35, 215-230.

Vis, G.J., Kasse, C., Vandenberghe, J. (2008). Late Pleistocene and Holocene paleogeography of the Lower Tagus Valley (Portugal): effects of relative sea level, valley morphology and sediment supply. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1682-1709.

Zazo, C.; Goy, J.L.; Somoza, L.; Dabrio, C.; Belluomoni, G.; Impronta, S.; Lario, J.; Bardaji, T.; Silva, P.G. (1994). Holocene sequence of relative sea level highstand-lowstand in relation to the climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast: Forecast for future coastal changes and hazards. *Journal of Coastal Research*, 10, 933-945.

LAS GRIETAS DE ACANTILADO COMO UN NUEVO TIPO DE REGISTRO DE TSUNAMITAS: EJEMPLO EN LA COSTA DE GIBRALTAR

J. Rodríguez-Vidal [(1)(*)], L.M. Cáceres [(1)], M.L. González-Regalado [(1)], P. Gómez [(1)], M.J. Clemente [(1)], F. Ruiz [(1)], A. Toscano [(1)], T. Izquierdo [(1)], M. Abad [(2)].

(1) Dpto. Geodinámica y Paleontología, Facultad de CC. Experimentales, Universidad de Huelva. Avda. Tres de Marzo s/n. 21071-Huelva. (*) Email contacto: jrvidal@dgeo.uhu.es
(2) Dpto. de Geología. Universidad de Atacama, Copiapó, Chile.

Abstract (Crevices infilling deposits in the Gibraltar coast as a new tsunamite record): *Main tsunami records around the world coasts are associated with low-lying sandy coasts or estuarine areas. In the Rock of Gibraltar formed by limestone cliffs these records are less common and they are limited to the lagoon (The Inundation) located at the isthmus that joins the Rock with the mainland. Tsunamigenic deposits filling deep open crevices that record marine events since ca. 3,000 years BP have been studied at the southwestern end, i.e. Rosia Bay. The most represented deposits could be related with both Atlantic and Mediterranean tsunamis occurred in ~1000 BC, 218-209 BC, 60 AD, 365 AD and 1755 AD. These new tsunamite-type evidence represent a complementary tool in the geological analysis and chronology of these high-energy marine events.*

Palabras clave: tsunamita, costa rocosa, Holoceno, Estrecho de Gibraltar.
Key words*: tsunamite, rock coast, Holocene, Strait of Gibraltar.*

INTRODUCCIÓN

Los depósitos de tsunamis están bien documentados en registros modernos, históricos y prehistóricos, aunque, en ocasiones, y debido al bajo potencial de preservación que poseen en las zonas donde quedan registrados, se ven afectados por frecuentes retrabajamientos (Dawson y Stewart, 2007). La mayor parte de estos registros se encuentran en llanuras costeras de muy baja topografía, en estuarios y lagunas colmatadas, o en registros marinos sumergidos. El afloramiento que hemos estudiado en Gibraltar, en la costa rocosa acantilada de Rosia Bay (Fig.1), se encuentra en profundas grietas abiertas al suroeste (bahía de Algeciras), orientadas hacia la dirección de llegada de las olas.

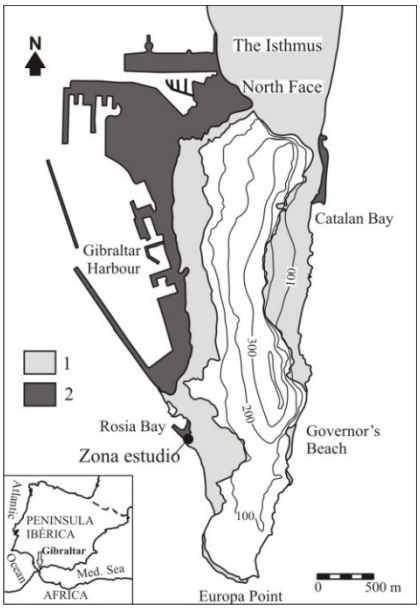


Fig. 1: Situación geográfica del Peñón de Gibraltar y de la zona de estudio. Leyenda: 1. Formaciones del Pleistoceno, 2. terreno ganado al mar.

Aunque registros clásicos de tsunamitas han sido estudiados en esta zona (Rodríguez-Vidal et al., 2011), nunca se había contemplado la posibilidad de encontrar estos depósitos en el interior de grietas rocosas, por lo que este tipo de afloramiento en costas acantiladas se convierte en una nueva posibilidad de registro tsunamigénico o de evento marino de alta energía (*EWE*).

Fig. 2: El promontorio de rocas dolomíticas de Parson's Lodge Battery y sus acantilados meridionales, con las grietas que contienen los depósitos estudiados.

DATOS Y RESULTADOS

El flanco sur de la bahía de Rosia (Fig. 1) está protegido por el promontorio dolomítico de Parson's Lodge Battery (Fig. 2), en cuya cara occidental los militares ingleses realizaron escarpes defensivos en 1769. Estas excavaciones pusieron al descubierto profundas grietas rellenas de sedimentos kársticos rojos con abundante fauna continental cuaternaria, conocidas mundialmente como "Rosia bone breccia". Algunas de estas grietas carecen de este relleno específico, tienen anchuras menores de 40 cm y están orientadas hacia el sur. A veces, presentan restos marinos que rellenan parcialmente los fondos

y paredes, cementados con calcita y recubiertos por coladas estalagmíticas. Su análisis sedimentológico y faunístico muestra un registro de granulometría bimodal de arenas silíceas y bioclásticas con fragmentos de conchas de gasterópodos, bivalvos y otra fauna marina. También hay fragmentos angulosos de dolomía, arrancados de las paredes del acantilado. Este sedimento muestra una mezcla de arenas erosionadas del fondo de la bahía e introducidas en las grietas, así como elementos de la roca-caja, tanto líticos como organismos adosados a ella, p.e. cirrípedos y serpúlidos.

Para conocer la cronología de estos sedimentos, se han muestreado valvas frescas de conchas marinas de cada uno de los niveles estratigráficos, tanto en los fondos de grieta como en los parches adosados a sus paredes. Antes de que las grietas se abriesen al exterior y pudieran ser rellenadas por los depósitos que nos ocupan, estaban cerradas y selladas por coladas calcíticas, con morfologías de tipo "gour", que han proporcionado una edad calibrada (2σ) de 4440-4240 años BP. Las edades ^{14}C-AMS de las conchas marinas introducidas en las grietas son siempre posteriores, más recientes de 3000 años cal. BP, y se han calibrado con IntCal09/Marine09 (Reimer et al., 2009) y el reservorio Δ*R* marino regional (Soares y Martins, 2010).

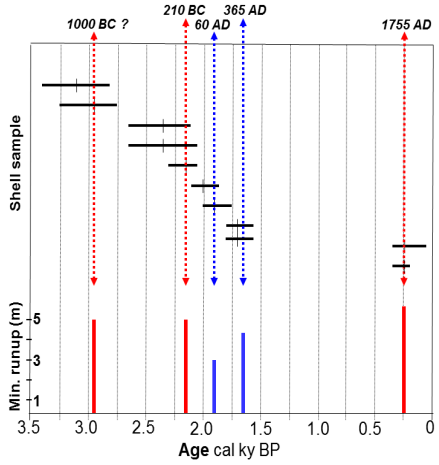


Fig.3: Tabla de edades calibradas (2σ) de muestras de conchas y su probable asignación a tsunamis atlánticos (rojo) y mediterráneos o del Estrecho (azul). Altura mínima alcanzada por la ola del tsunami contra el acantilado.

INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

El hallazgo de este nuevo tipo de registro de tsunamitas, en grietas abiertas de acantilado, ofrece nuevas oportunidades en el estudio de estos eventos energéticos extraordinarios y sus efectos en otros ambientes costeros, distintos a los hasta ahora estudiados.

El afloramiento de Rosia Bay muestra, al igual que en otras costas del mundo, que el sedimento tsunamigénico procede, principalmente, de la zona marina próxima y de la zona supramareal invadida por las olas. En este caso, el aporte continental se produce a partir de fragmentos de roca del propio acantilado y sus organismos asociados. La naturaleza carbonata de la roca encajante y su abundante fracturación y permeabilidad, ha permitido la conservación del registro sedimentario por cementación y recubrimiento de coladas calcíticas.

La datación calibrada de estas capas y parches de tsunamitas, y su comparación con el registro histórico y geológico de grandes tsunamis en el sur de Iberia (Campos, 1991; Lario et al., 2011; Ruiz et al., 2013), nos permite reconocer hasta cinco eventos diferentes, más modernos de 3500 años BP (Fig. 3): el de Lisboa de 1755 d.C., de origen atlántico; los del 60 y 365 d.C. de época romana y origen local o mediterráneo; el ya previamente documentado en las costas atlánticas del 218-209 a.C.; y uno nuevo de hace unos 1000 años a.C. y posible origen atlántico.

Otro dato interesante que se puede extraer del registro sedimentario es la altura absoluta, sobre el *datum* local, del techo de cada uno de los tramos sedimentarios, que marcaría la altura mínima de la inundación de la ola dentro de la grieta y de su impacto contra la pared acantilada. Los tres posibles tsunamis atlánticos llegaron a alcanzar alturas de hasta 5 m s.n.m., superiores a los registrados en la costas bajas del istmo de Gibraltar, que fue de 2 m para el tsunami de Lisboa de 1755 d.C. (Rodríguez-Vidal et al., 2011). Los tsunamis locales del 60 y 365 d.C. alcanzaron olas de altura menor, entre 3 y 4 m s.n.m. y parece que también afectaron a ciudades romanas costeras próximas, como *Baelo Claudia* y *Carteia*.

Agradecimientos: Trabajo financiado por el proyecto MICINN-FEDER CGL2010-15810/BTE y los grupos PAI: RNM293 y RNM238. Nuestro agradecimiento al equipo del Gibraltar Museum por la ayuda logística.

Referencias bibliográficas

Campos, M.L. (1991). Tsunami hazard on the Spanish coast of the Iberian Peninsula. *The Science of Tsunami Hazards*, 9, 83-90.

Dawson, A.G., Stewart, I. (2007). Tsunami deposits in the geological record. *Sedimentary Geology*, 200, 166-183.

Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Silva, P.G., Bardají, T., Cabero, A., Dabrio, C.J. (2011). Holocene palaeotsunami catalogue of SW Iberia. *Quaternary International*, 242, 196-200.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. (2009). IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon,* 51, 1111-1150.

Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Abad, M., Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Finlayson, C., Finlayson, G., Rodríguez-Llanes, J.M., Bailey, G. (2011). The recorded evidence of AD 1755 Atlantic tsunami on the Gibraltar coast. *Journal of Iberian Geology*, 37, 177-193.

Ruiz, F., Rodríguez-Vidal, J., Abad, M., Cáceres, L.M., Carretero, M.I., Pozo, M., Rodríguez-Llanes, J.M., Gómez-Toscano, F., Izquierdo, T., Font, E., Toscano, A. (2013). Sedimentological and geomorphological imprints of Holocene tsunamis in southwestern Spain: An approach to establish the recurrence period. *Geomorphology*, 203, 97-104.

Soares, A.M.M., Martins, J.M.M. (2010). Radiocarbon dating of marine samples from Gulf of Cadiz: The reservoir effect. *Quaternary International,* 221, 9-12.

DATACIONES POR LUMINISCENCIA DE LOS DEPOSITOS ALUVIALES Y DELTAICOS DE LA LLANURA COSTERA DE CASTELLÓN. IMPLICACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

J.F. Mediato [(1)], A. Medialdea [(2)], R.M. Mediavilla [(1)], A. Salazar [(3)], J.I. Santisteban [(4)], M.A. Perucha [(1)], C.J. Dabrio [(3)].

(1) Instituto Geológico y Minero de España, C/Rios Rosas 23, 28003-Madrid. jf.mediato@igme.es; r.mediavilla@igme.es; ma.perucha@igme.es
(2) Department of Geography, University of Sheffield, Winter Street, S10 2TN-Sheffield, UK. a.medialdea@sheffield.ac.uk
(3) Instituto Geológico y Minero de España, C/La Calera, 1. 28760-Tres Cantos (Madrid). a.salazar@igme.es
(4) Dpto. Estratigrafía, Fac. Ciencias Geológicas, Univ. Complutense de Madrid, C/ José Antonio Novais 2. 28040-Madrid. juancho@geo.ucm.es; dabrio@geo.ucm.es

Abstract (Luminescence dating of the alluvial and delta deposits of the Castellón coastal plain. Paleogeographic implications): *This work includes the luminescence dating of the last sequences of two Pleistocene alluvial fans and a Holocene fan delta of the Castellón coastal plain. The ages obtained show that the Veo and Castellón alluvial fans are simultaneous. The last sequences of alluvial fans were formed during regressive periods of the 4th order glacio-eustatic cycle corresponding to the MIS5 and MIS3. The limit between the Pleistocene alluvial and Holocene deltaic fan is an erosional surface produced by the fluvial incision during the Last Glacial Maximum (MIS2). During the erosional surface formation in the Pleistocene alluvial fans a carbonate paleosol was developed. The erosional surface is overlain by the valley fill deposits of the fan delta transgressive phase.*

Palabras clave: Luminiscencia estimulada ópticamente, Cuaternario, abanico aluvial, abanico deltaico
Key words*: Optically stimulated luminescence, Quaternary, alluvial fan, fan delta.*

INTRODUCCIÓN

El relleno sedimentario de la cuenca neógena de Castellón culmina en superficie con abanicos aluviales pleistocenos y depósitos holocenos de mantos de arroyada, humedales costeros y abanicos deltaicos (Fig.1). La sedimentación de estos depósitos estuvo condicionada, principalmente, por las variaciones relativas del nivel del mar que se produjeron a lo largo de estos periodos. Pero las características de los depósitos aluviales y los abanicos deltaicos, sin apenas afloramientos y sin niveles guía o dataciones (relativas y/o absolutas) impiden reconstruir con detalle su evolución sedimentaria. Hasta el momento no existen datos publicados que precisen la edad de los abanicos pleistocenos e históricamente se han datado como Pleistoceno medio a partir del contexto estratigráfico (Goy, 1978; Pérez Cueva, 1979). De igual manera, se han datado los abanicos deltaicos, que se asocian al relleno comprendido entre el máximo flandriense y la actualidad. Las únicas dataciones radiométricas en los depósitos aluviales se ubican en la cuenca alta del río Mijares donde según las dataciones por U/Th y C^{14} de edificios travertínicos que se forman en el cauce, estos crecen durante los estadios isotópicos 1, 3, 5 y 7 (Lozano *et al*., 1999).

El objetivo de este trabajo es presentar un avance de

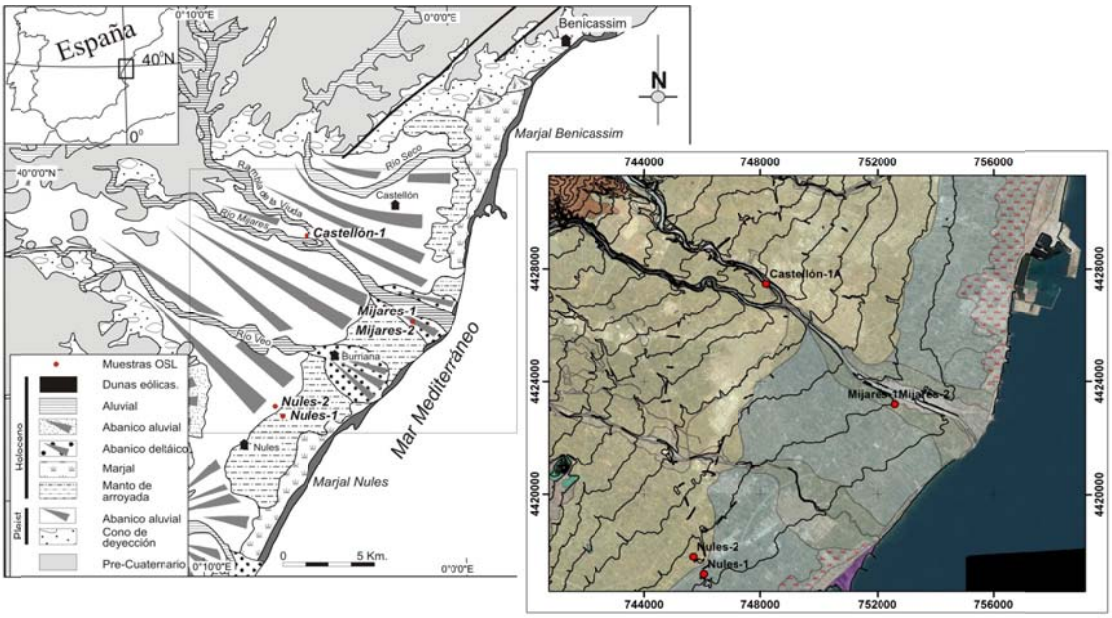


Fig. 1: Esquema geológico de la llanura costera de Castellón con la posición de las muestras. Ortoimagen con la superposición de las curvas de nivel (equidistancia 10m) y geología.

las edades obtenidas mediante el método de luminiscencia estimulada ópticamente (OSL) de las últimas secuencias de formación de los abanicos aluviales y deltaicos de la llanura costera de Castellón, e integrarlas en el contexto paleogeográfico regional.

ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio se ubica en la llanura costera de Castellón situada en la confluencia de las cadenas Ibérica y Costero Catalana, que se formó durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior a partir de estructuras de tipo *graben* que se rellenaron por materiales aluviales del Plioceno y Cuaternario (Pérez Cueva, 1979).

La parte alta de la llanura costera la forman los abanicos aluviales coalescentes de los ríos Veo, Mijares y Seco. Las únicas secciones donde se pueden estudiar estos abanicos son los valles encajados del río Mijares y Rambla de la Viuda (Fig. 1), y de forma aislada en algunas canteras o graveras.

Los depósitos de los abanicos aluviales están formados por una zona apical muy pequeña, compuesta por bancos conglomeráticos polimícticos de bloques y cantos subangulosos, sin ordenamiento interno, que corresponden a depósitos de *debris flow.* Estos se intercalan con bancos conglomeráticos granodecrecientes de cantos de calizas y areniscas redondeados con estratificación cruzada, horizontal y masiva, y que se interpretan como depósitos de canal. Lateralmente, la zona apical pasa a un cuerpo muy extenso donde predominan los depósitos de canal donde hay una gradación de tamaño hacia la costa y presentan pequeñas intercalaciones de facies de llanura aluvial, compuesta por limos y arenas masivas con paleosuelos intercalados. Finalmente, el pie del abanico está compuesto por una llanura limosa con pequeñas intercalaciones conglomeráticas y abundantes paleosuelos carbonatados. Sobre las dos primeras zonas, ápice y cuerpo, que presentan mayor pendiente, la red fluvial actual se encuentra incidida (Fig.1), mientras que sobre las partes distales de los abanicos se solapan los depósitos holocenos, compuestos por mantos de arroyada, marjales protegidos del mar por un estrecho cordón litoral y abanicos deltaicos. Estos últimos se forman en la parte final de los cauces fluviales, donde no hay prácticamente encajamiento de los ríos y están compuestos en superficie por depósitos de relleno de canal, conglomerados con estratificación cruzada y planar, y limos y arenas con bioclastos. Tradicionalmente, se han interpretado como el resultado de la gran cantidad de aportes que recibe el mar procedente de los ríos, desde la transgresión flandriense hasta la actualidad, y que éste no es capaz de redistribuir (Goy, 1978; Roselló, 1993)

DATACIONES

En total se han recogido cinco muestras, dos de ellas en el abanico aluvial del río Veo, dos en el abanico aluvial del río Mijares y la última en el abanico deltaico del río Mijares (Fig.1). En este trabajo, presentamos las edades de tres de ellas, Castellón-1, Nules-1 y Mijares-2, que representan a cada uno de los abanicos.

Las dataciones por OSL se han realizado en el laboratorio del departamento de Geografía de la Universidad de Sheffield (UK).

Las condiciones de las medidas se pueden observar en la Tabla 1. Dos de las muestras (Castellón-1 y Nules-1) se encuentran afectadas por blanqueamiento parcial. Para evitar un problema de sobreestimación de la edad como consecuencia de la contribución de granos mal blanqueados, las medidas se han realizado sobre alícuotas pequeñas (~20 granos) y se ha aplicado un modelo de edad mínima, IEU (Internal-External Consistency Criteria, Thomsen *et al*., 2007; Medialdea *et al*., 2014) para la estimación de la dosis equivalente.

Las edades obtenidas se pueden ver en la Tabla 2.

Muestra	*Dosis de enterramiento (Gy)*	*Edad (ka)*
Castellón-1	126,3±10,7	98,8±10,1
Nules-1	124,0±12,6	51,6±6,0
Mijares-2	27,9±1,8	12,4±1,0

Tabla 2: Dataciones realizadas en el laboratorio del departamento de Geografía de la Universidad de Sheffield (UK). Edades basadas en el cálculo de la dosis equivalente usando el modelo de edad mínima IEU (Thomsen et al*., 2007; Medialdea* et al*., 2014)*

ESTRATIGRAFÍA Y CRONOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS MUESTREADOS

El afloramiento donde se ha muestreado Castellón-1 se localiza en la Rambla de la Viuda antes de la confluencia con el río Mijares a techo de la serie pleistocena del abanico aluvial de Castellón (Fig.1). Está compuesto por depósitos conglomeráticos de 1 a 2 m de potencia con cantos de calizas y areniscas de entre 5 y 10 cm con estratificación cruzada planar y pequeñas intercalaciones arenosas con estratificación cruzada (Fig. 2). A techo presenta depósitos de *debris flow* compuestos por bloques y cantos subredondeados de calizas mesozoicas y areniscas triásicas, sobre los que se desarrolla un paleosuelo laminar de varios centímetros, que parece indicar el final de la sedimentación pleistocena. Se ha muestreado el único nivel competente de arenas, que tiene una potencia en torno a 40 cm, muy cementado, que pasa lateralmente a una barra de cantos. En conjunto representan el relleno de uno de los canales, que a su vez es parcialmente erosionado por otra nueva

Muestra	*U (ppm)*	*Th (ppm)*	*K (%)*	*Humedad (%)*	*Profundidad (m)*	*Tasa de dosis (Gy/ka)*
Castellón-1	0,72±0,07	2,10±0,21	0,90±0,09	5±2	3	1,28±0,07
Nules-1	1,60±0,16	5,50±0,55	1,60±0,16	5±2	2	2,40±0,13
Mijares-2	1,93±0,19	6,50±0,65	1,30±0,13	5±2	4	2,25±0,11

Tabla 1: Concentración de radionucléidos medidos por espectrometría de masas en el laboratorio SGS de Ontario, Canadá; valores de humedad y profundidad de las muestras considerados para el cálculo de la tasa de dosis; tasa de dosis anual.

serie de canales amalgamados que lateralmente pasan a depósitos limosos con un potente paleosuelo a techo.

El afloramiento donde se ha muestreado Nules-1 se localiza en una antigua gravera en el contacto entre los depósitos aluviales pleistocenos del abanico del río Veo y los mantos de arroyada de edad holocena (Fig.1). La secuencia en este punto consta de un conglomerado de cantos de calizas muy bien seleccionados y redondeados con estratificación cruzada, sobre el que se disponen progresivamente arenas y limos pardo-rojizos con rizoconcreciones carbonatadas (Fig. 2). La serie pleistocena acaba en un caliche laminar de unos 40 cm. Sobre éste se apoyan limos y arenas pardas con intercalaciones de gravas y cantos de edad presumiblemente holocena. Se ha muestreado la parte inferior de las arenas rojas, correspondientes a los depósitos de llanura aluvial, con el objeto de minimizar la posible contaminación por retrabajamiento del material durante la formación del paleosuelo.

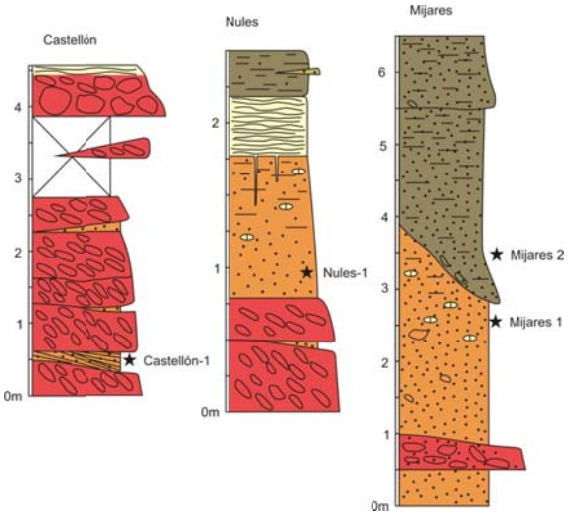


Fig. 2: Columnas estratigráficas donde se indica la situación de las muestras.

El afloramiento de la muestra Mijares-2 se sitúa en el margen derecho del río Mijares, en una antigua gravera sobre los depósitos fluviales del abanico deltaico, aunque su base es el sustrato pleistoceno. Los depósitos pleistocenos están formados por limos y arenas rojas muy cementadas, con rizoconcreciones carbonatadas, que corresponden a los depósitos de llanura aluvial del pie del abanico de Castellón. Los depósitos holocenos se apoyan sobre una superficie irregular que erosiona parcialmente los depósitos pleistocenos (Fig. 3). La serie holocena está compuesta por arenas finas y limos que lateralmente pasan a conglomerados con estratificación cruzada planar de bajo ángulo, que representan el relleno del canal fluvial (Fig. 2). Se han recogido muestras tanto del sustrato pleistoceno, Mijares-1 (de la que todavía no tenemos edad) y de la base del relleno holoceno, Mijares-2, de forma que se pueda acotar la edad de la erosión.

Los resultados de las muestras tomadas sobre los abanicos aluviales indican que su sedimentación finaliza en el Pleistoceno superior, siendo ambos abanicos coetáneos. Posiblemente, la diferencia de edad entre las dos muestras se deba a que la muestra de Castellón-1 no se ha recogido en la última secuencia fluvial del pleistoceno, sino en una anterior. Según estas edades los dos paleosuelos situados a techo de la serie pleistocena son sincrónicos y próximos al límite Pleistoceno-Holoceno.

Por otro lado, el abanico deltaico del Mijares rellena una superficie erosiva que señala la incisión fluvial que se produjo sobre el abanico aluvial de Castellón entre el final del Pleistoceno superior y el inicio del Holoceno. De forma que la incisión pudo ser parcialmente coetánea con la formación de los paleosuelos carbonatados que están a techo de los abanicos aluviales donde no hubo incisión, siendo probablemente la composición muy carbonatada del material parental, un factor decisivo en su génesis.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis estratigráfico de los depósitos litorales, principalmente deltas y estuarios del Mediterráneo, ha permitido a diversos autores (Amorosi *et al*., 1999; Dabrio *et al*., 2000; Amorosi y Milli, 2001; Fernández-Salas *et al*., 2003; Zazo *et al*., 2008; Gámez *et al*., 2009) definir un ciclo glacio-eustático de 4º orden para los últimos 100-120 ka desde el Último Interglacial (MIS 5) hasta la actualidad. Durante dicho intervalo, el nivel del mar alcanzó cotas similares a las del Presente Interglacial (MIS 1) e incluso las superó en algunos lugares, para posteriormente descender hasta el pico de máxima caída, que coincide con el Último Máximo Glacial (MIS 2) (Hernández-Molina *et al*., 1994; Amorosi *et al*., 1999; Lambeck y Chappel, 2001; Amorosi y Milli, 2001) (Fig. 4). Dentro de estas variaciones del nivel del mar se producen pequeñas fluctuaciones que generan ciclos de 5º orden (Fig. 4).

Fig. 3. Posición de las muestras en la gravera del río Mijares. Mijares-1 se localiza a techo de los depósitos limo-arenosos del abanico aluvial de Castellón, mientras que Mijares-2 se encuentra en la base del relleno arenoso holoceno. Sección transversal a la dirección del río Mijares (situado a la derecha de la foto). En rojo la superficie erosiva que señala el límite entre los depósitos pleistocenos-holocenos.

A partir de las edades obtenidas para las últimas secuencias de los abanicos aluviales de la llanura de Castellón, se observa que éstos continuaron progradando durante los periodos regresivos del final del estadio isotópico MIS5 y del MIS3, dentro del ciclo de 4º orden. El aporte terrígeno en estos aparatos sedimentarios fue capaz de compensar la bajada de nivel del mar. Concretamente, las últimas secuencias de relleno coinciden con periodos de nivel del mar alto de 5º orden, que se produjeron antes del Máximo Glacial (Fig. 4), donde la caída del nivel del mar fue tan importante que el aporte terrígeno no pudo compensar dicha bajada, generándose los paleovalles por el encajamiento fluvial de los ríos, al igual que en otras zonas del Mediterráneo (Dabrio *et al*., 2000; Amorosi y Milli, 2001; Ricci Lucchi *et al*., 2006; Gámez *et al*., 2009). La superficie erosiva que se generó es diacrónica. Durante este periodo erosivo, en los interfluvios constituidos por las antiguas llanuras aluviales, que son grandes superficies elevadas con un material parental muy carbonatado, sin apenas pendiente y con el nivel freático muy bajo, se formaron los paleosuelos carbonatados.

Durante el periodo transgresivo que se produjo al final del MIS2 e inicio del MIS1 (Fig. 4), en la costa de Castellón el río Mijares mantuvo su comportamiento erosivo al menos hasta los 12,4 ka, momento en que el río pasó de erosionar a sedimentar, pues el nivel de base o nivel del mar ascendió hasta cotas muy próximas a las actuales.

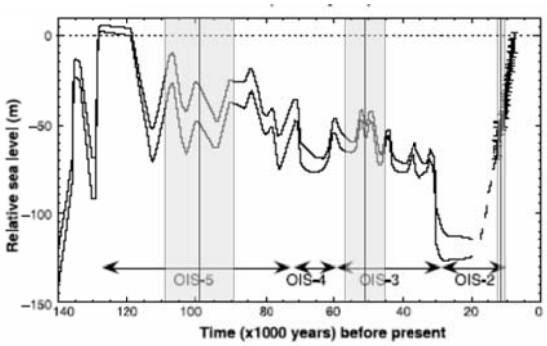


Fig. 4. Nivel relativo del mar en la Península de Huon, Papúa Nueva Guinea, para los últimos 100.000 años inferido a partir de corales sumergidos (modificada de Lambeck y Chappell, 2001) junto con las edades obtenidas.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto "Actualización del Mapa del Cuaternario de España 1:1.000.000 (Cuaternario 1M) y aportación a la nueva versión del International Quaternary Map of Europe 1:2.500.000 (IQUAME 2,5M)", mediante los presupuestos del IGME.

Referencias bibliográficas

Amorosi, A. y Milli, S. (2001). Late Quaternary depositional architecture of Po y Tevere river deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions. *Sedimentary Geology*, 144, 357–375.

Amorosi, A., Colalongo, M.L., Fusco, F., Pasini, G. y Fiorini, F. (1999). Glacio–eustatic Control of Continental–Shallow Marine Cyclicity from Late Quaternary Deposits of the Southeastern Po Plain, Northern Italy. *Quaternary Research*, 52, 1– 3.

Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., González, J.A. y Flores, J.A. (2000). Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). *Marine Geology*, 162, 381-404.

Fernández-Salas, L.M., Lobo, F.J., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Rodero, J., Díaz del Río, V. y Maldonado, A. (2003). High–resolution architecture of late Holocene highstand prodeltaic deposits from southern Spain: the imprint of high–frequency climatic and relative sea–level changes. *Continental Shelf Research*, 23 (11–13), 1037–1054.

Gámez, D., Simó, J.A., Lobo, F.J., Barnolas, A., Carrera, J. y Vázquez-Suñé, E. (2009). Onshore-offshore correlation of the Llobregat deltaic system, Spain: Development of deltaic geometries under different relative sea-level and growth fault influences. *Sedimentary Geology*, 217, 65-84.

Goy, J.L. (1978). *Estudio Geomorfológico del Cuaternario Litoral Valenciano*. Universidad Complutense de Madrid. Tesis inédita.

Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Rey, J. y Pomar, L. (1994). Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: Model for very high resolution sequence stratigraphy. *Marine Geology*, 120, 129–174.

Lambeck, K. y Chappell, J. (2001). Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, 292, 679-686.

Lozano, M.A., Sancho, C., Peña, J.L. (1999). Las formaciones travertínicas de la Cuenca Alta del río Mijares (Provincia de Teruel). *Teruel*, 87 (1), 69-91.

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.

Pérez Cueva, A. (1979). El Cuaternario Continental de la Plana de Castelló. *Cuadernos de Geografía*, 24, 39–54.

Ricci Lucchi, M., Fiorini, F., Colalongo, M.J. y Curzi, P.V. (2006). Late-Quaternary paleoenvironmental evolution of Lesina lagoon (southern Italy) from subsurface data. *Sedimentary Geology*, 183, 1–13.

Roselló, V. (1993). Albuferas Mediterráneas. *Cuadernos de Geografía*, 53, 35–64.

Thomsen, K.J., Murray, A.S., Bøtter-Jensen, L., Kinahan, J., 2007. Determination of burial dose in incompletely bleached fluvial samples using single grains of quartz. *Radiation Measurements,* 42, 370-379.

Zazo C., Dabrio C.J., Goy J.L., Lario J., Cabero A., Silva P.G., Bardají T. Mercier N., Borja F. y Roquero E. (2008): The coastal archives of the last 15 ka in the Atlantic-Mediterranean Spanish linkage area: Sea level and climate changes. *Quaternary International*, 181, 72 – 87.

EVIDENCIAS DE PALEODESCARGAS EN SIERRA DE GÁDOR (AGUADULCE, ALMERÍA)

F. Sola [(1)], A. Vallejos [(1)], J. Currás [(2)], L. Daniele [(3,4)], A. Pulido-Bosch [(1)]

(1) G.I. Recursos Hídricos y Geología Ambiental. C/ Sacramento s/n. Universidad de Almería. 04120-Almería. fesola@ual.es, avallejo@ual.es, apulido@ual.es
(2) IES Celia Viñas. C/ Javier Sanz 15 04004-Almería. jorgecurras@andaluciajunta.es
(3) Departamento de Geología. Av. Beauchef 850, Universidad de Chile, Chile, ldaniele@ing.uchile.cl
(4) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Fondap-Conicyt 15090013. Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile.

Abstract (Evidences of palaeodischarges in Sierra de Gádor (Aguadulce, Almería)). *Dissolution effects on marine-meteoric water mixing zone are features of present day karst systems in carbonate platforms. An example from Sierra de Gador carbonates in Aguadulce area is described. The town of Aguadulce is named like that, due to the historical submarine groundwater discharges in this area. In this work, a cliff located just above those ancient springs is studied. The carbonate rock is strongly dissolved showing the dissolution surfaces manganese oxides coatings. Precipitates of calcite and aragonite crystals are indicators of changes in the saturation index of carbonates over time. All this karst development is beneath a Pleistocene marine terrace located approximately 40 m a.s.l., taking place in a zone of freshwater-seawater mixing during the Pleistocene.*

Palabras clave: descarga de aguas subterráneas, sistema kárstico, Pleistoceno
Key words*: groundwater discharge, karst, Pleistocene*

INTRODUCCIÓN

La descarga submarina de aguas subterráneas (Submarine Groundwater Discharge: SGD), se define como el flujo de aguas continentales costeras hacia el mar, independientemente del mecanismo de flujo y de la composición química (Burnett et al., 2003; Moore, 2010; Johannesson et al., 2011). Por tanto, la SGD está formada tanto por agua dulce proveniente de la recarga meteórica de los acuíferos terrestres, debido a diferencias en las cargas hidráulicas, como por agua salada producto de la recirculación de agua marina en los acuíferos costeros, debido a procesos tales como las mareas, el oleaje y los gradientes de densidad o geotérmicos (Taniguchi et al., 2002; Kim y Swarzenski, 2010).

En el área de descarga, la mezcla de agua dulce continental y el agua de mar, con propiedades muy diferentes, favorece que tenga lugar una amplia variedad de procesos fisicoquímicos. Aunque los estudios que analizan estos procesos en zonas de mezcla actuales son relativamente comunes (Smart et al., 1988; Sola et al., 2013), son pocos los trabajos que investigan la influencia de estos procesos en el registro fósil (Baceta et al., 2001; Csoma et al., 2006). El objetivo de este trabajo es interpretar el origen de las formas kársticas y mineralizaciones asociadas que se observan en el acantilado de Aguadulce (Almería).

SITUACIÓN

El área de estudio se localiza en el extremo oriental del Campo de Dalías (SE de España), entre la vertiente sur de Sierra de Gádor y el Mar Mediterráneo, concretamente en el entorno de Aguadulce. El origen del nombre de esta ciudad se debe a la existencia de flujos históricos de agua dulce provenientes del macizo carbonatado de Sierra de Gádor, que descargaban en el mar. Éstos, debido a la fuerte explotación del acuífero desde los años 60 para su uso fundamentalmente en agricultura, llegaron a desaparecer. El abandono de gran parte de los pozos de extracción en este sector en los últimos años, como consecuencia del empeoramiento de la calidad del agua, ha permitido que se restablezca en cierta medida el flujo natural, si bien los caudales de descarga actuales podrían calificarse como poco significativos (Díaz Puga et al., 2011).

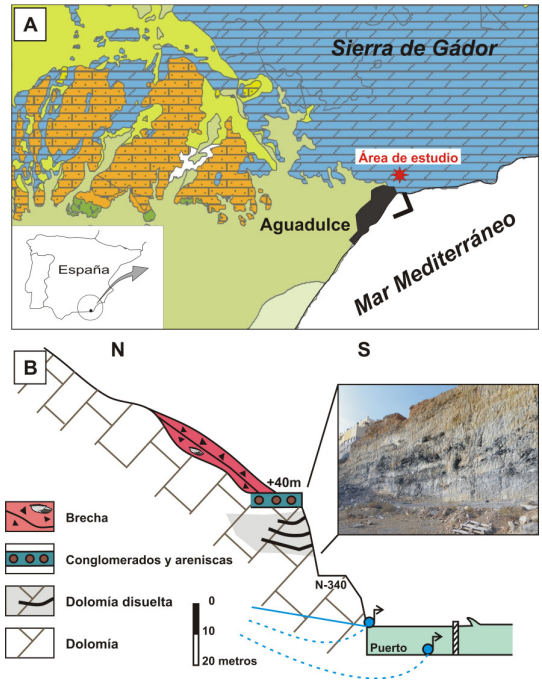


Fig. 1: A) Situación geográfica y contexto geológico del área de estudio. B) Sección del acantilado estudiado.

El presente estudio se centra en un acantilado que presenta una buena exposición gracias al desmonte recientemente realizado como motivo de unas obras de edificación. Se trata de un talud vertical con una extensión horizontal de aproximadamente 300 m y 15 m en la vertical, localizado al pie de la carretera nacional N340 que une Aguadulce con Almería.

Justo por debajo de este talud se producían las históricas surgencias, ya mencionadas, de agua dulce al mar (Fig. 1B).

METODOLOGÍA

Las principales fases minerales presentes en el sector estudiado fueron determinadas mediante equipo de difracción de Rayos X de monocristal BRUKER SMART APEX CCD, con radiación MoKα (λ=0,71073 Å), perteneciente a los Servicios Centrales de Investigación de la Universidad de Almería. Para determinar la composición de los óxidos minerales, con menor grado de cristalinidad, se tuvo que realizar una descarbonatación previa mediante ácido clorhídrico, eliminando las señales debidas a las fases carbonáticas. Sobre muestra de mano se llevó a cabo la identificación de carbonatos, gracias a la tinción de alizarina y ferricianuro potásico, según el método de tinción recogido en Reid (1969).

El estudio de texturas y formas de crecimiento mineral se realizó mediante la observación de lámina delgada, perpendicular al crecimiento de los precipitados minerales.

Se han calculado los índices de saturación mineral (IS) para agua dulce, agua de mar y la mezcla de ambas utilizando el código PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999). Previamente, fue necesaria la determinación analítica de iones mayoritarios y minoritarios de las citadas muestras de agua mediante ICP-MS.

DATOS

A techo del talud estudiado aparece un nivel horizontal con una potencia aproximada de 2 metros, formado por bloques de calizas alpujárrides con perforaciones de *Lithophaga*. Estos materiales pasan lateralmente a unas areniscas cuarcíticas de playa. Bajo estos materiales, el basamento carbonatado alpujárride está fuertemente disuelto, concentrándose el mayor grado de disolución en bandas pseudo-horizontales de 2 a 3 metros de potencia. En estas zonas, el grado de disolución de las rocas carbonatadas puede alcanzar el 60%, dando lugar en algunos puntos al desarrollo de conductos y cavidades de cierta envergadura.

Las superficies de disolución están impregnadas por mineralizaciones. Se pueden reconocer, gracias al análisis de difracción de Rayos X, tres fases minerales diferentes desde el interior hacia la superficie: óxidos de manganeso, precipitados de calcita y cristales aciculares de aragonito (Fig. 2).

INTERPRETACIÓN

Los depósitos de playa reconocidos se sitúan aproximadamente 40 metros sobre el nivel del mar actual. Depósitos marinos similares próximos al área de estudio, han sido interpretados como terrazas marinas. Las terrazas situadas a estos 40 m han sido datadas como Pleistoceno medio (Zazo et al., 2003). Estos sedimentos se podrían interpretar como materiales depositados en un paleo-acantilado durante un periodo interglacial, los cuales fueron levantados hasta la posición actual por la neotectónica cuaternaria.

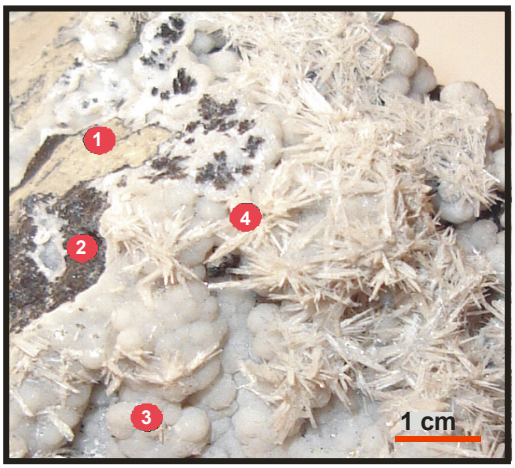


Fig. 2: Precipitados minerales sobre la dolomía de caja (1), óxidos de manganeso (2), calcita (3) y aragonito (4).

El afloramiento carbonatado muestra una marcada disolución, dando lugar a formas similares a las descritas como Swiss-cheese (Calner et al., 2010). No obstante, en el área de estudio las formas de disolución generadas son más angulosas, probablemente debido a que aquí la roca disuelta tiene una naturaleza más dolomítica. Estas formas se generan en zonas de mezcla agua dulce-agua de mar en acuíferos costeros carbonatados (Baceta et al., 2001). Las reacciones microbianas también pueden jugar un papel clave en la disolución de las zonas de mezcla. Estos microorganismos pueden ser responsables de la precipitación de óxidos que recubren la roca (Smart et al., 1988; Miller et al., 2012). En este caso, la superficie de disolución está cubierta por óxidos de manganeso. En el proceso de oxidación, mediado por bacterias, se produce una acidificación del medio favoreciéndose la disolución de la roca (Gázquez et al., 2012).

$$2\,Mn^{+2} + O_2 + 2H_2O \text{ — } 2MnO_2 + 4H^+$$

Las mineralizaciones de manganeso se encuentran recubiertas por precipitados de calcita y aragonito, denotando cambios en las condiciones ambientales. La precipitación de carbonatos se ve favorecida con el contenido de agua de mar en la zona de mezcla, siendo necesario una mayor concentración de agua de mar para que tenga lugar la precipitación del aragonito (Stoessell et al., 1989).

En la figura 3 se muestran las curvas de saturación teórica en calcita y aragonito, considerando como extremos muestras de agua dulce y agua de mar actuales. De acuerdo con las gráficas obtenidas, para que se produzca precipitación de calcita sería necesario al menos un 20% de agua de mar en la mezcla, mientras que para que comience la precipitación del aragonito, este porcentaje debe superar el 35%. Porcentajes similares han dado lugar a la precipitación de espeleotemas de calcita y aragonito en cuevas afectadas por intrusión marina en la costa mallorquina (Csoma et al., 2006).

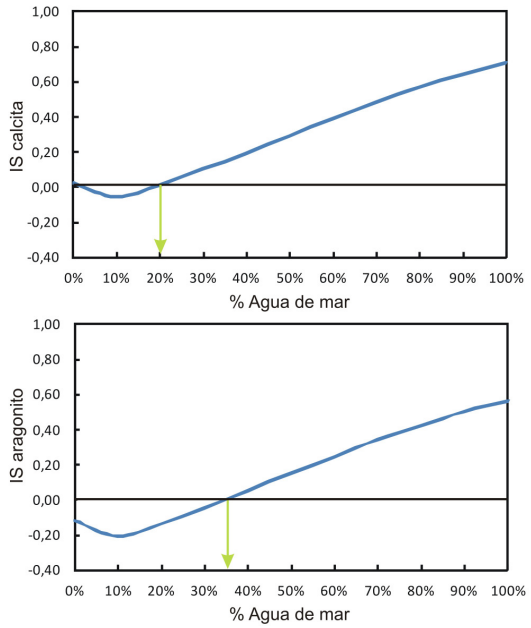


Fig. 3: Curvas de saturación para la calcita y aragonito desarrolladas mediante PHREEQC, calculadas a partir de la mezcla del agua de mar Mediterráneo y agua subterránea dulce procedente del área de estudio.

La mineralización de manganeso que tapiza las superficies de disolución, procede del lavado del macizo carbonatado de Sierra de Gádor por las aguas subterráneas (Fig. 4A). Como ya se ha comentado, la interacción del agua de mar en el sistema acuífero puede ser responsable de la precipitación de calcita y/o aragonito.

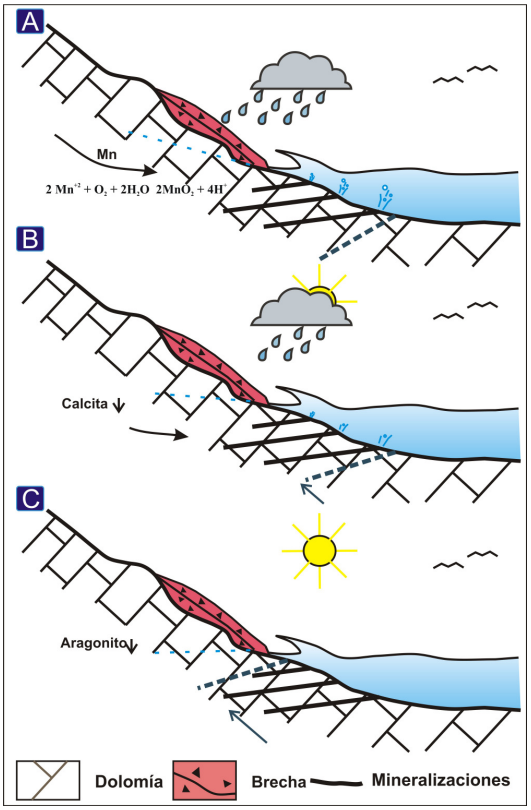


Fig. 4: Hipótesis sobre la evolución ambiental del desarrollo kárstico en el área de estudio.

Cambios ambientales condicionan que se produzca un descenso en las precipitaciones, dando como resultado un menor porcentaje de agua dulce en la descarga. Este descenso en el porcentaje de agua dulce favorece la precipitación de calcita en el medio (Fig. 4B). Si el porcentaje de agua dulce sigue disminuyendo, o lo que es lo mismo, aumenta el contenido de agua salada en la mezcla, se favorecería la precipitación de una última fase mineral, el aragonito (Fig. 4C).

CONCLUSIONES

La franja de roca carbonata con alto porcentaje de disolución situada bajo una terraza marina pleistocena, se interpreta como una antigua zona de descarga de agua dulce al mar. Los distintos precipitados observados sobre la superficie de disolución, estarían indicando variaciones en las condiciones ambientales y, como consecuencia de ello, variaciones del porcentaje de agua de mar presente en esta zona de descarga.

Todo este desarrollo kárstico de disolución/precipitación de carbonatos se sitúa justo sobre las históricas descargas de agua dulce, que han dado nombre al área estudiada y que estarían indicando que desde el Pleistoceno a la actualidad, esta zona ha sido una zona de descarga preferencial.

Referencias bibliográficas

Baceta, J.I., Wright, V.P., Pujalte, V. (2001). Palaeo-mixing zone karst features from Paleocene carbonates of north Spain: criteria for recognizing a potentially widespread but rarely documented diagenetic system. *Sedimentary Geology*, 139, 205-216.

Burnett, W., Bokuniewicz, H., Huettel, M., Moore, W., Taniguchi, M. (2003). Groundwater and pore water inputs to the coastal zone. *Biogeochemistry*, 66, 3-33.

Calner, M., Lehnert, O., Nõlvak, J. (2010). Palaeokarst evidence for widespread regression and subaerial exposure in the middle Katian (Upper Ordovician) of Baltoscandia: significance for global climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296, 235-247.

Csoma, A.E., Goldstein, R.H., Pomar, L. (2006). Pleistocene speleothems of Mallorca: implications for palaeoclimate and carbonate diagenesis in mixing zones. *Sedimentology*, 53, 213-236.

Díaz Puga, M.A., Vallejos, A., Daniele, L., Sola F., Rodríguez-Delgado, D., Molina, L., Pulido-Bosch, A. (2011). An oceanographic survey for the detection of a possible Submarine Groundwater Discharge in the coastal zone of Campo de Dalias, SE Spain. En: *Advances in the Research of Aquatic Environment* (N. Lambrakis, G. Stournaras, K. Katsanou, Eds.), Springer-Verlag, Berlin. 417-424.

Gázquez, F., Calaforra, J.M. Rull, F. (2012). Boxwork and ferromanganese coatings in hypogenic caves: An example from Sima de la Higuera Cave (Murcia, SE Spain). *Geomorphology*, 177, 158-176.

Johannesson, K.H., Darren, A., Chevis, D.A., Burdige, D.J., Cable, J.E., Martin, J.B., Roy, M. (2011). Sub-marine groundwater discharge is an important net source of light and middle REEs to coastal waters of the Indian River Lagoon, Florida, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 825-843.

Kim, G., Swarzenski, P.W. (2010) .Submarine groundwater discharge (SGD) and associated nu-trient fluxes to the coastal ocean. en: *Carbon and nutrient fluxes in continental margins: A global synthesis*, part III (L.A.

Quiñones, Talaue- McManus, Eds.). Springer Berlin Heidelberg. 529−538.

Miller, A.Z., Dionísio, A., Sequeira Braga, M.A., Hernández-Mariné, M., Afonso, M.J., Muralha, V.S.F., Herrera, L.K., Raabe, J., Fernández-Cortés, A., Cuezva, S., Hermosín, B., Sánchez-Moral, S., Chaminé, H., Saíz-Jiménez, C. (2012). Biogenic Mn oxide minerals coating in a subsurface granite environment. *Chemical Geology*, 322-323, 181-191.

Moore, W.S. (2010). The effect of submarine groundwater discharge on the ocean. *Annual Review of Marine Science*, 2, 59-88.

Parkhurst, D.L., Appelo, C.A.J. (1999). User's guide to PHREEQC (version 2) - a computer program for speciation, reaction-path, 1D-transport, and inverse geochemical calculations. *US Geol. Surv. Water Resour. Inv. Rep*. 99-4259, 312p.

Reid, W.P. (1969). Mineral staining tests. *Mineral Industries Bulletin*, 12(3), 1-20.

Smart, P.L., Dawans, J.M., Whitaker, F. (1988). Carbonate dissolution in a modern mixing zone. *Nature*, 335: 811-813.

Sola, F., Vallejos, A., Moreno, L., López-Geta, J.A., Pulido-Bosch, A. (2013). Identification of hydrogeochemical process linked to marine intrusion induced by pumping of a semiconfined mediterranean coastal aquifer. *International Journal of Environmental Science and Technology*, 10, 63-76.

Stoessell, R.K., Ward, W.C., Ford, B.H., Schuffert, J.D. (1989). Water chemistry and $CaCO_3$ dissolution in the saline part of an open-flow mixing zone, coastal Yucatan Peninsula, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 101(2), 159-169.

Taniguchi, M., Burnett, W.C., Cable, J.E., Turner, J.V. (2002). Investigation of submarine ground-water discharge. *Hydrological Processes*, 16, 2115–2129.

Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardají,T., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., González-Delgado, J.A., Soler, V. (2003). Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. *Marine Geology,* 194, 103-133.

Sesión 03

Geoarqueología, Prehistoria y Poblamiento Humano

DINÁMICAS POBLACIONALES EN EL CENTRO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA DURANTE EL PLEISTOCENO SUPERIOR: UN NUEVO PROYECTO GEOARQUEOLÓGICO

M. Alcaraz-Castaño [(1)], G.-C. Weniger [(1)], J. J. Alcolea-González [(2)], M. Kehl [(3)], J. Baena-Preysler[(4)], J. Yravedra[(5)], J. A. López-Sáez[(6)], R. de Balbín-Behrmann[(2)], F. Cuartero[(4)]

(1) Neanderthal Museum. Talstraße 300, 40822 Mettmann (Alemania). alcaraz@neanderthal.de, weniger@neanderthal.es
(2) Área de Prehistoria, Universidad de Alcalá. Calle Colegios 2, 28801 Alcalá de Henares (Madrid). javier.alcolea@uah.es, rodrigo.balbin@uah.es
(3) Institute of Geography, University of Cologne. Albertus-Magnus-Platz, 50923 Cologne (Alemania) kehlm@uni-koeln.de
(4) Departamento de Prehistoria y Arqueología, Universidad Autónoma de Madrid. Campus de Cantoblanco, 28049 Madrid. javier.baena@uam.es, felipe.cuartero@uam.es
(5) Departamento de Prehistoria, Universidad Complutense de Madrid. Avenida del Profesor Aranguren s/n, 28040 Madrid. jyravedr@ghis.ucm.es
(6) Grupo de Investigación Arqueobiología. Instituto de Historia, CCHS CSIC. Calle Albasanz 26-28, 28037 Madrid. joseantonio.lopez@cchs.csic.es

Abstract (Late Pleistocene population dynamics in Central Iberia: a new geoarchaeological project): *We present a new research project aimed at investigating population dynamics and human-environment interactions during the second half of the Late Pleistocene in Central Iberia. In this communication we discuss the state-of-the-art on the Middle and Upper Palaeolithic settlement of the Iberian plateau and we propose new avenues of research for testing the validity of the currently accepted interpretations. It is our hypothesis that models on Late Pleistocene population dynamics in the Iberian interior lands are still biased by the poor quantity and quality of data available, especially for the Upper Palaeolithic. Our project is focused on the geoarchaeological study of 3 selected sites located in the Upper Tagus basin (Northern area of Guadalajara province, Spain).Our methods include micromorpholgy, high resolution sedimentology, 14C, OSL and U/Th dating, pollen, phytolith, microfaunal and anthracological analyses, as well as lithic technology, taphonomy and zooarchaeology.*

Palabras clave: Dinámicas de población, paleoecología, datación cronométrica, Paleolítico Medio y Superior.
Key words*: Population dynamics, paleoecology, chronometric dating, Middle & Upper Palaeolithic.*

INTRODUCCIÓN

Presentamos un nuevo proyecto interdisciplinar que tiene como objetivo fundamental investigar las dinámicas poblacionales ocurridas en el centro de la Península Ibérica durante la segunda mitad del Pleistoceno Superior. El proyecto se titula *Testing population hiatuses in the Late Pleistocene of Central Iberia: a geoarchaeological approach*, y está coordinado desde el *Neanderthal Museum* (Mettmann, Alemania) en el marco de un contrato postdoctoral Marie Curie (IEF). Las investigaciones se encuentran aún en su primera fase de desarrollo, por lo que nos limitaremos aquí a exponer sus líneas generales de actuación en cuanto a objetivos, hipótesis de trabajo y metodología, avanzando únicamente algunos resultados preliminares.

Fig. 1: Localización geográfica de los yacimientos objeto de estudio en nuestro proyecto de investigación.

El proyecto se centra en el estudio geoarqueológico de 3 yacimientos con depósitos del Paleolítico medio y superior situados en la cuencia alta del río Tajo, en el Norte de la provincia de Guadalajara: la cueva de Los Casares y los abrigos de Peña Cabra y Peña Capón (Fig. 1).

EL POBLAMIENTO DEL INTERIOR PENINSULAR DURANTE EL PLEISTOCENO SUPERIOR

Históricamente, las interpretaciones mayoritarias sobre el poblamiento humano paleolítico en el interior de la Península Ibérica han girado en torno a la idea de una Meseta desolada, o al menos sólo frecuentada esporádicamente, durante las oscilaciones más frías de la última glaciación, especialmente durante el Paleolítico superior (ver Delibes y Díez, 2006; Cacho et al., 2010, Alcaraz-Castaño et al., 2012, 2013). Esta interpretación se ha combinado con otro elemento considerado propio de la región central y meridional de la Península Ibérica: la perduración de los contextos musterienses, y con ellos de los grupos de Neandertales, hasta cronologías sensiblemente posteriores a la aparición del Paleolítico superior en el Norte (por ejemplo Zilhão, 2006). La imagen global resultante, ampliamente aceptada hasta hace muy poco, implicaba que mientras que en la franja norte de la península las industrias chatelperronienses y auriñacienses se habían asentado desde *circa* 40 – 38 ka 14C BP, al sur del río Ebro los contextos musterienses perduraban al menos 10.000 años más. En el caso de la Meseta, se consideraba además que las condiciones ambientales y

climáticas habrían supuesto que los grupos del Paleolítico superior no se asentaran en el territorio hasta la retirada del Último Máximo Glacial (LGM), ya en cronologías magdalenienses. Por tanto, la peculiaridad del interior de la Península Ibérica se materializaba en un hiato poblacional que se extendía desde el final de unas ocupaciones musterienses tardías hasta el comienzo del Magdaleniense. Se aceptaban únicamente algunas frecuentaciones efímeras de las tierras interiores durante el Solutrense, que en ningún caso se interpretaban como pruebas de un poblamiento efectivo durante el LGM, sino como indicios del paso esporádico de poblaciones en ruta entre las regiones costeras (por ejemplo Straus et al., 2000).

En los últimos años se han venido poniendo al descubierto algunos datos que cuestionan los modelos clásicos. Por lo que se refere al Paleolítico medio, la existencia de una pervivencia prolongada de poblaciones neandertales en el centro (y sur) peninsular se ha visto fuertemente cuestionada. Las dataciones mediante Carbono 14 convencional obtenidas en 1990-1991 en el abrigo de Jarama VI (Valdesotos, Guadalajara), que situaban el Musteriense de este abrigo entre *circa* 41 y 30 ka cal BP (Jordá, 2010: 105), han sido recientemente desacreditadas por nuevas analíticas cronométricas. Así, tanto las dataciones por 14C AMS sobre muestras óseas con marcas de corte y sometidas a ultrafiltración (Wood et al., 2013), como aquellas mediante luminiscencia (post-IR IRSL) sobre los sedimentos de su relleno estratigráfico (Kehl et al., 2013), han situado la ocupación musteriense de esta cavidad en fechas sensiblemente más antiguas, entre 50 y 60 ka cal BP. Por lo tanto, y a falta de conocer los resultados completos de las analíticas cronométricas realizadas en yacimientos como El Cañaveral (Madrid) (Baena-Preysler et al., 2015), los datos actuales sugieren que las poblaciones de Neandertales del centro peninsular podrían no haber pervivido más allá de lo que lo hicieron en otras regiones del Suroeste europeo.

Por otro lado, en lo referido al Paleolítico superior ha ocurrido un proceso contrario. En los últimos años se han publicado nuevas investigaciones tanto en la cuencia de Madrid (Alcaraz-Castaño et al., 2012, en prensa) como en la estribaciones sur-orientales del Sistema Central y la cuenca alta del Tajo (Alcaraz-Castaño et al., 2013; Alcolea-González y Balbín-Behrmann, 2013), que cuestionan el módelo clásico que niega la existencia de un poblamiento humano efectivo de la Meseta durante el LGM. Así, al menos en la región central meseteña, hoy un día contamos con datos para comenzar a valorar la hipótesis de que existió un poblamiento solutrense no necesariamente subsidiario de las regiones costeras peninsulares, sino inmerso en sus propias dinámicas culturales y ecológicas (Alcaraz-Castaño, en prensa),

Sin embargo, los datos con los que contamos para valorar las cuestiones aludidas son aún escasos y, en muchos casos, problemáticos. Por ello, nuestro proyecto parte de la hipótesis de que las interpretaciones sobre el poblamiento humano del interior de la Península Ibérica siguen estando lastradas por la escasa cantidad y calidad de los datos disponibles. Así, aunque consideramos posible la existencia de colapsos poblaciones en amplias zonas de la Meseta durante momentos de crisis climáticas (Schmidt et al., 2012), también entendemos que la puesta en marcha de nuevos proyectos de investigación puede reducir la importancia temporal y geográfica de dichos colapsos.

OBJETIVOS

En consonancia con el estado actual de la investigación, nuestras hipótesis de trabajo, y los datos preliminares mencionados, los objetivos que hemos asumido en nuestro proyecto han sido los siguientes:

1) Obtener nuevos datos culturales, geológicos, ecológicos y cronométricos que permitan aumentar el deficiente registro con el que aún cuenta el Pleistoceno Superior de la Meseta.

2) Investigar las relaciones entre el poblamiento humano y la variabilidad climática y ambiental, y en última instancia valorar la extensión temporal y geográfica de los posibles hiatos poblacionales en el área de estudio.

3) Evaluar la supuesta pervivencia tardía de las poblaciones de Neandertales en el centro peninsular, actualmente cuestionada.

4) Evaluar el modelo clásico que propone una frecuentación sólo esporádica y puntual de la Meseta durante el MIS 2.

METODOLOGÍA

Para cumplir nuestros objetivos hemos planteado un proyecto interdisciplinar centrado en el estudio geoarqueológico de tres estratigrafías pleistocenas ya conocidas, pero que en ningún caso han sido objeto de análiticas geoarqueológicas recientes. En efecto, los datos conocidos tanto de Los Casares (Barandiarán, 1973), como de Peña Cabra (Alcolea et al., 1997) y Peña Capón (Alcolea et al., 1997; Alcaraz-Castaño 2013) son aún escasos en cuanto a aspectos cruciales como los procesos de formación de los depósitos, la cronología, el clima o el medio ambiente. Para paliar esta situación y proponer nuevas vías interpretativas, los trabajos de campo y laboratorio que estamos desarrollando en estos yacimientos son los siguientes:

1) Estudios de micromorfología y sedimentología de alta resolución encaminados a conocer los procesos de formación de los depósitos sedimentarios (Fig. 2).

2) Dataciones de 14C AMS, OSL y Uranio/Torio para conocer la cronología exacta de las ocupaciones humanas.

3) Análisis polínicos, microfaunísticos, antracológicos y de fitolitos para conocer la ecología del entorno.

4) Estudios de tecnología lítica, zooarqueología y grafías muebles destinados a investigar los comportamientos tecnológicos, económicos y simbólicos de los grupos humanos implicados.

Otras líneas de investigación, como las referidas a la procedencia de materias primas (petrología) o la movilidad de los grupos humanos del área del estudio y su relación con otras regiones de la

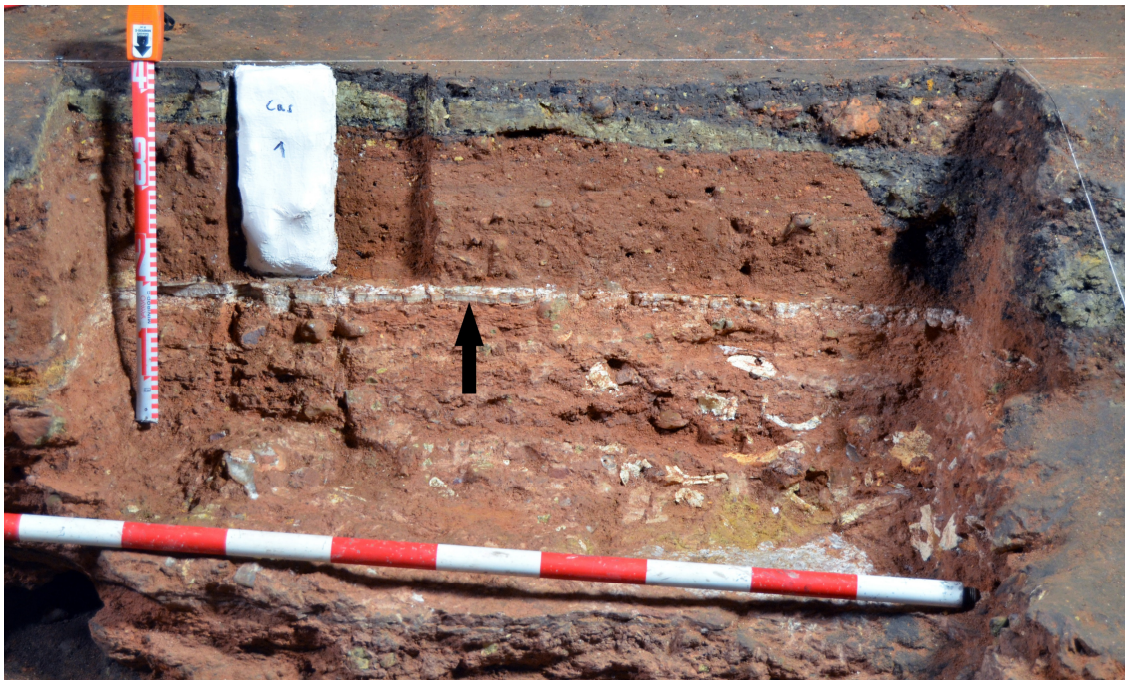


Fig. 2: Perfil estratigráfico documentado en la cueva de Los Casares – Seno A (Guadalaara), donde se muestra una de las columnas sedimentarias muestradas para análsis de micromofología. La flecha negra indica la colada estalagmítica que fue muestreada para su datación por Uranio/Torio, situada a muro de la unidad musteriense.

Península Ibérica (cálculo de rutas de mínimo coste mediante Sistemas de Información Geográfica), se encuentran proyectadas para una segunda fase del proyecto, a partir de 2017.

Hasta la fecha, en Los Casares hemos realizado dos campañas de excavación en octubre de 2014 y mayo de 2015 (Fig. 2) (Alcaraz-Castaño, et al. 2015), mientras que en Peña Cabra hemos llevado a cabo una durante junio de 2015. En Peña Capón esperamos poder trabajar en octubre de 2015, cuestión que en todo caso está condicionada por la problemática específica del yacimiento, afectado por las crecidas del embalse de Beleña (Alcaraz-Castaño et al. 2013).

PERSPECTIVAS

A pesar de que aún sólo nos encontramos en condiciones de aportar resultados preliminares, los trabajos realizados hasta el momento en Los Casares se presentan como alentadores de cara al cumplimiento de nuestros objetivos, al menos en lo que se refiere a este yacimiento. Las láminas delgadas obtenidas a partir de columnas sedimentarias (Fig. 2) han resultado positivas en cuanto a su estudio micromorfológico, y es esperable que ofrezcan resultados muy pronto. Igualmente, los análisis polínicos y microfaunísticos se están mostrando reveladores de cara a aportar información paleoecológica.

En conjunto, esperamos que nuestro proyecto aporte, en un futuro cercano, datos y teorías novedosas que ayuden a contemplar los territorios interiores de la Península Ibérica, y en concreto la región central meseteña, en sus propios términos cullturales y ecológicos durante el Paleolítico medio y el superior. Que amplias zonas de la Meseta se encontraran despobladas durante varios momentos de crisis climática en el Pleistoceno superior, o que funcionaran únicamente como regiones de paso entre las más benignas zonas costeras, debería ser una conclusión derivada de una estrategia investigadora basada en un proyecto científicamente definido, y no una asunción sustentada en la inercia argumentativa de más de un siglo de propuestas sobre el despoblamiento meseteño, que además se encuentran lastradas por una investigación deficitaria en la región. Nosotros manejamos hipótesis que valoran un poblamiento humano más estable que el tradicionalmente asumido para algunas regiones del centro peninsular durante los momentos más fríos de la última glaciación. Sin embargo, también asumimos que los datos actuales apuntan a que las regiones interiores pudieron ser abandonadas por los Neandertales antes de lo esperado, e incluso que pudieron no volver a ocuparse hasta los inicios del Solutrense. Los resultados de nuestro proyecto, y de otros que se están llevando a cabo en otras regiones del interior de la Península Ibérica (e.g. Álvarez-Alonso et al. 2013), a los que esperemos pronto se sumen otros, deberán contribuir a dotar a la disciplina de datos sólidos con los que responder a estas y otras preguntas.

Agradecimientos: El proyecto *´Testing population hiatuses in the Late Pleistocene of Central Iberia: a geoarchaeological approach´* se desarrolla en el marco institucional y económico de una *Marie Curie Intra European Fellowship* del *7th European Commnunity Framework Programme* (Proyecto 628179). También se beneficia del apoyo económico del CRC 806 "*Our Way to Europe*", financiado por la *Deutsche Forschungsgemeinschaft*. Los trabajos de campo en Los Casares, Peña Cabra y Peña Capón cuentan con la autorización de la Dirección General de Cultura de Castilla – La Mancha y la Confederación Hidrográfica del Tajo. Los análisis palinológicos en curso han sido financiados por el Proyecto de Investigación HAR2013-43701-P del Plan

Nacional de I+D+i del Ministerio de Economía y Competitividad.

Referencias bibliográficas

Alcaraz-Castaño, M. (en prensa). Central Iberia around the Last Glacial Maximum: Hopes and prospects. *Journal of Anthropological Research.*

Alcaraz-Castaño, M., Alcolea, J.J., Balbín, R. de, García Valero, M. A., Yravedra, J., Baena, J. (2013). Los orígenes del Solutrense y la ocupación pleniglaciar del interior de la Península Ibérica: implicaciones del nivel 3 de Peña Capón (valle del Sorbe, Guadalajara). *Trabajos de Prehistoria*, 70 (1), 28-53.

Alcaraz-Castaño, M., López-Recio, M., Roca, M., Tapias, F, Rus, I., Baena, J., Morín, J., Pérez-González, A., Santonja, M. (2012). Nuevos datos sobre el yacimiento paleolítico de Las Delicias. Un taller solutrense en el valle del Manzanares (Madrid, España). En: *De punta a punta. El Solutrense en los albores del siglo XXI. Congreso Internacional "El Solutrense – Centenario de las excavaciones en La Cueva de Ambrosio* (B. Avezuela, J.F. Jordá, Eds.). Espacio, Tiempo y Forma, Serie I, Nueva Época. Prehistoria y Arqueología 5, 427-446.

Alcaraz-Castaño, M., López-Recio, M., Tapias, F., Cuartero, F., Baena, J., Ruiz-Zapata, B., Morín, J., Pérez-González, A., Santonja, M. (en prensa). The human settlement of Central Iberia during MIS 2: New technological, chronological and environmental data from the Solutrean workshop of *Las Delicias* (Manzanares River Valley, Spain). *Quaternary International*.

Alcaraz-Castaño, M. Weniger, G.-C., Alcolea, J.J, Andrés-Herrero, M. de, Baena, J., Balbín, R. de, Bolin, V., Cuartero, F., Kehl, M., López, A., López-Sáez , J.A., Martínez-Mendizábal, I., Pablos, A., Rodríguez-Antón, D., Torres, C., Vizcaíno, J., Yravedra, J. (2015). Regreso a la cueva de Los Casares (Guadalajara). Un nuevo proyecto de investigación para el yacimiento del Seno A. *ARPI (Arqueología y Prehistoria del Interior Peninsular)*, 02.

Alcolea, J.J., Balbín, R. de (2013). El Arte rupestre Paleolítico del interior peninsular. En: *Arte sin artistas, una mirada al Paleolítico*. Museo Arqueológico Regional, Comunidad de Madrid, Madrid, 187-207.

Alcolea, J.J., Balbín, R. de, García Valero, M.A., Jiménez, P.J., Aldecoa, A. Casado, A.B., Andrés, B. De, Ruiz Pedraza S., Sainz Rubio, P. Suárez Rueda N. (1997). Avance al estudio del poblamiento paleolítico del Alto Valle del Sorbe (Muriel, Guadalajara. En: *II Congreso de Arqueología Peninsular (Zamora 1996) I, Paleolítico y Epipaleolítico* (R. de Balbín, P. Bueno, Eds.). Fundación Rei Alfonso Henriques, Zamora, 201-218

Álvarez-Alonso, D., Andrés-Herrero, M. de, Díez-Herrero, A., Rojo Hernández, J. (2013). El Abrigo del Molino (Segovia, España). Ocupaciones neandertales en el norte del Sistema Central. En *VIII Reunión de Cuaternario Ibérico. Sevilla-La Rinconada. El Cuaternario Ibérico. Investigación en el siglo XXI*, 91-94.

Baena-Preysler, J., Ortiz, I., Torres, C., Bárez, S. (2015). Recycling in abundance: Re-use and recycling processes in the Lower and Middle Paleolithic contexts of the central Iberian Peninsula. *Quaternary International*, 361: 142-154.

Barandiarán, I. (1973). La Cueva de los Casares (en Riba de Saelices, Guadalajara). *Excavaciones Arqueológicas en España*, 76, Ministerio de Educación y Ciencia, Madrid.

Cacho, C., Martos, J.A., Jordá, J., Yravedra, J., Avezuela, B., Valdivia, J., Martín, I. (2010). El Paleolítico superior en el interior de la Península Ibérica. Revisión crítica y perspectivas de futuro". En *El Paleolítico superior peninsular. Novedades del siglo XXI. Homenaje al profesor Javier Fortea.* (X. Mangado, Ed.). Monografíes del Seminari d'Estudis i Recerques Prehistòriques 8, Universitat de Barcelona. Barcelona, 115-136.

Delibes, G., Díez, F. (2006). ¿Una Meseta desolada? Estado actual de la investigación sobre el Paleolítico Superior en las regiones interiores de la Península Ibérica. En: *El Paleolítico Superior en la Meseta Norte española* (G. Delibes, F. Díez, Eds.). Universidad de Valladolid, Valladolid, 11-40.

Jordá Pardo, J. 2010. Radiocarbono y cronología del Jarama (Sistema Central, España) durante el Pleistoceno Superior y Holoceno. En *Cuaternario y Arqueología. Homenaje a Francisco Giles Pacheco*, *101-110.*

Kehl, M., Burow, C., Hilgers, A., Navazo, M., Pastoors, A., Weniger, G.-C., Wood, R., Jordá-Pardo, J. F. (2013) Late Neanderthals at Jarama VI (central Iberia)? *Quaternary Research*, 80, 218-234.

Schmidt, I., Bradtmöller, M., Kehl, M., Pastoors, A., Tafelmaier, Y., Weninger, B., Weniger, G.-C. (2012). Rapid climate change and variability of settlement patterns in Iberia during the Late Pleistocene. *Quaternary International*, 274, 179-204.

Wood, R.E., Barroso-Ruiz, C., Caparrós, M., Jordá Pardó, J. F., Galván Santos, B., Higham T.F.G. (2013). Radiocarbon dating casts doubt on the late chronology of the Middle to Upper Palaeolithic transition in southern Iberia. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110 (8), 2781-2786.

Zilhão, J. (2006). Chronostratigraphy of the Mid-to-Upper Paleolithic Transition in the Iberian Peninsula. *Pyrenae*, 37 (1), 7-84.

ESTUDIO PRELIMINAR DE LAS TAFOFACIES DEL PLEISTOCENO INFERIOR DEL YACIMIENTO DE *EL FORN* (BARRANC DE LA BOELLA, TARRAGONA, ESPAÑA)

A. Rosas [1], P. Saladié [2, 3], R. Huguet [2, 3], I. Cáceres [2], A. Pineda [2], A. Ollé [2], M. Mosquera [2], A. García-Tabernero [1], A. Estalrrich [1], L. Pérez-Criado [1], F. Rodríguez-Pérez [1], I. Lozano-Fernández [2], L. López-Polín [2], E. Moreno [2], J. M. Vergés [2], I. Expósito [2], J.Agustí [2], E. Carbonell [2, 3], R. Capdevila [2], J. Vallverdú [2, 3]

(1) Departamento de Paleobiología, Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN), Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC). Calle José Gutierrez Abascal, 2. 28006 Madrid, Spain. arosas@mncn.csic.es

(2) Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social (IPHES), Campus Sescelades, (Edifici W3), Universitat Rovira i Virgili (URV). Carrer Marcel.lí Domingo s/n. 43007 Tarragona, Spain. jvallverdu@iphes.cat

(3) Unidad Asociada al CSIC.

Abstract (title of contribution): *Here we present a preliminary approach to the taphofacies analysis of the El Forn Lower Pleistocene site. Since 2007, tree open air archeo-paleontological sites have been excavated at Barranc de la Boella (Tarragona, Spain): La Mina, Pit 1 locality and El Forn, dated at around 1 my old. Fossil mammals and lithic remains point to these sites as the oldest presence of Mode II industries hominin producers in SW Europe, and a precise paleoenvironmental understanding of these sites is needed. Four taphonomical sources of provenance have been identified for the fossil remains. A certain similarity in the taphonomical profile of hominins and hienas is inferred, possibly pointing to a short of ethological proximity. Further analytical and field work is required for testing these hypotheses.*

Palabras clave: Paleoecología, Pleistoceno, ocupaciones humanas, tafofacies.
Key words*: Paleoecology, Pleistocene, human occupations, taphofacies.*

INTRODUCCIÓN

El hallazgo en el Barranc de la Boella de restos faunísticos e industria lítica de características achelenses (*large cutting tools*), de una antigüedad próxima al millón de años, ha llevado a plantear la llegada al SO de Eurasia de grupos humanos portadores de tecnología de Modo II muy anterior al asentamiento estable del Achelense durante el Pleistoceno Medio (Vallverdú et al., 2014; Mosquera et al., 2015). La comprensión de este relevante evento paleoantropológico demanda, entre otros aspectos, determinar las características paleoecológicas que le afectaron. Al servicio de este fin, planteamos un estudio preliminar de las relaciones entre los rasgos tafonómicos de los fósiles y las condiciones del medio de depósito (tafofacies). En esta ocasión, concentramos nuestra atención en el análisis del yacimiento de la cata 3 o El Forn.

SITUACIÓN

Los yacimientos del Barranc de la Boella (La Canonja) se localizan muy próximos a la ciudad de Tarragona, a 3 km de la costa mediterránea (Saladie et al, 2008). Los depósitos del Barranc de la Boella corresponden al relleno de un valle incidido en la terraza de + 60 m del río Francolí. Dicho relleno procede de los abanicos deltaicos de un valle tributario al mencionado río. Tales depósitos son seccionados por el actual barranco dejando al descubierto un corte de hasta 9 m de potencia a lo largo de centenares de metros (Figura 1). Los trabajos de excavación realizados desde 2007 se han centrado en 3 localidades. La cata 1 (C1) y el perfil estratigráfico 1 en el margen derecho del barranco. La cata 2 o La Mina (a 180 m de la C1). La cata 3 o El Forn, en el margen opuesto de C1. La secuencia estratigráfica ha sido dividida en 6 unidades (Vallverdú et al., 2014). Los restos fósiles de Pleistoceno Inferior se encuentran distribuidos en diferentes niveles arqueo-paleontológicos (numerados de techo a muro), en número variable según los yacimientos, situados en las unidades estratigráficas II y III.

Fig. 1: Vista del Barranc de la Boella (Tarragona) en la que se aprecia parte de la secuencia estratigráfica expuesta por el curso actual, de carácter torrencial. Las diferentes localidades fosilíferas se encuentran en ambos márgenes a lo largo del barranco.

REGISTRO PALEONTOLÓGICO

Los taxones identificados en las diferentes localidades excavadas en el Barranc de la Boella son *Mammuthus meridionalis, Hippopotamus antiquus, Stephanorhinus* cf. *hundsheimensis, Equus* sp., *Cervidae, Ursus* sp., *Panthera* cf. *gonbaszoegensis, Hyenidae, Macaca sylvanus, Mimomys savini* y *Victoriamys chalinei, Crocidura* sp. *Talpa* sp. Junto a los huesos también se han recuperado abundante restos de coprolitos de un gran carnívoro machacador de huesos, posiblemente un hiénido (Vallverdú et al., 2014).

DATOS DEL YACIMIENTO DE *EL FORN*

El registro arqueopaleontológico procede de las unidades estratigráficas II y III, distribuido hasta en 7

niveles. En el yacimiento de El Forn (Figura 2), no resulta inmediato diferenciar niveles o paquetes estratigráficos. No se distingue una estructuración vertical clara y lateralmente continua. Por el contario, salvo casos particulares, los estratos presentan por lo general una elevada heterogeneidad espacial de sus sedimentos. Es frecuente la imbricación de cuerpos sedimentarios, así como el cambio lateral de facies de diferente textura.

Del mismo modo, el registro arqueopaleontológico tiende a distribuirse en horizontes discontinuos de limitada extensión lateral (3-5 m); a excepción del nivel 2 que mostró cierta continuidad. Dadas estas circunstancias, en ocasiones, más que las características de los cuerpos sedimentarios, es la posición del registro y la naturaleza concreta de los fósiles lo que hace posible la identificación de niveles arqueológicos. En realidad, más que niveles en el sentido clásico del término, se podría hablar de "eventos de acumulación/dispersión". A modo de orientación general, la serie estratigráfica de El Forn se puede organizar a través de la distinción difusa de los siguientes elementos estrato-sedimentarios.
Unidad III. Granulometría dominante arena-arcilla.

Fig. 2: Vista del yacimiento de El Forn (Barranc de la Boella, Tarragona).Campaña 2013.

Presenta señales postdeposcionales. Su estructuración interna está mal definida. Se pueden distinguir tres paquetes con registro: Estrato 1, arenas arcillas verdosas; Estrato 2, arcillas masivas; Estrato 3, arcillas laminadas (en el extremo norte de El Forn no aparecen estas arcillas laminadas).

Unidad II. Granulometría dominante arena-grava-cantos gruesos, con marcadas variaciones laterales. Se distinguen –hasta la fecha- tres paquetes. Estrato 1 arenas con óxidos; Estrato 2 lentejones de arenas lavadas de extensión discontinua; Estrato 3 gravas heterométricas con cantos rodados de caliza (niveles arqueo-paleontológicos 2-7). Las unidades III y II están separadas por una discordancia erosiva, describiendo una línea sinuosa en la sección estratigráfica.

PROCESOS DE ACUMULACIÓN

Atendiendo a la conservación y elementos registrados, en El Forn se pueden diferenciar varios procesos de acumulación.

Proceso 1. Restos sueltos, desconectados unos de otros, en los que dominan los molares (caballo, cérvido, hipopótamo) y algunos fragmentos rodados de huesos largos. Industria rodada. Ejemplo: nivel 1a; nivel 4.

Proceso 2. Restos aislados, semienteros, con mayor entidad anatómica que el anterior. Aparecen en matrices de arenas gruesas con gravas de 1-4 cm. Ejemplo: nivel 4.

Proceso 3. Niveles definidos por cierta abundancia de industria lítica no rodada. Pueden considerarse niveles *in situ*. Ejemplo: nivel 2.

Proceso 4. Grandes restos (de proboscídeo) en buen estado de conservación. Ejemplo: nivel 4.

INTERPRETACIÓN

El régimen torrencial deducido puede relacionarse con un clima mediterráneo. La abundancia de elementos ligados a un medio acuático, junto a especies que requieren abundante humedad (castaño) y masas de agua estables (hipopótamos, castores y ratas de agua) puede relacionarse con un clima mediterráneo húmedo. El biotopo que puede inferirse en El Forn es de un ambiente acuático, de geometría irregular y cambiante. Cabe imaginar pozas más o menos discontinuas, cambiantes, abastecidas en épocas de avenida.

El hipopótamo es la especie más representativa. Se plantea la existencia de un curso de agua más permanente próximo al yacimiento (¿cauce del río Francolí?). Hay un fuerte sesgo tafonómico hacia restos de grandes animales. Los restos de microfauna son muy escasos; el taxón más abundante es *Mimomys savini* que indica la presencia de una lámina de agua permanente (Lozano-Fernández et al., 2015). Por otro lado, cabría suponer la presencia de abundantes aves en el ecosistema original, cuyos restos no aparecen registrados. La hiena está representada por coprolitos y sus huellas de mordedura. No aparecen sus restos anatómicos, por lo que cabe sospechar un biotopo de merodeo pero en el que no tienen allí sus guaridas. Supondremos una llanura aluvial amplia y con taludes a favor de cárcavas donde excavarían sus guaridas.

Un esquema similar puede pensarse para los homínidos: el biotopo representado en El Forn no corresponde a su lugar de descanso y/o residencia. El Forn documenta una "presencia de fondo" de homínidos en el entorno (industria rodada, fragmentos de lasca) en algunos niveles, y ocasionales estancias breves a favor de topografías del terreno favorables según el momento (industria lítica fresca, no rodada).

La escasez de micromamíferos y otros microvertebrados podría obedecer a cierta lejanía de los reposaderos de rapaces, en este caso repisas sedimentarias y arboles del tamaño adecuado (medios/grandes). Podría pensarse en una vegetación de ribera de tipo carrizal, sin que se pueda inferir bosque de ribera. Dado el conjunto de los datos enunciados, se puede plantear el siguiente escenario de trabajo. En El Forn se pueden distinguir al menos cuatro fuentes de origen de los restos arqueopaleontológicos (ver Figura 3).

Fuente 1. Restos procedentes de animales propios del biotopo: hipopótamos. Predicción: pueden aparecer individuos de diferentes clases de edad.

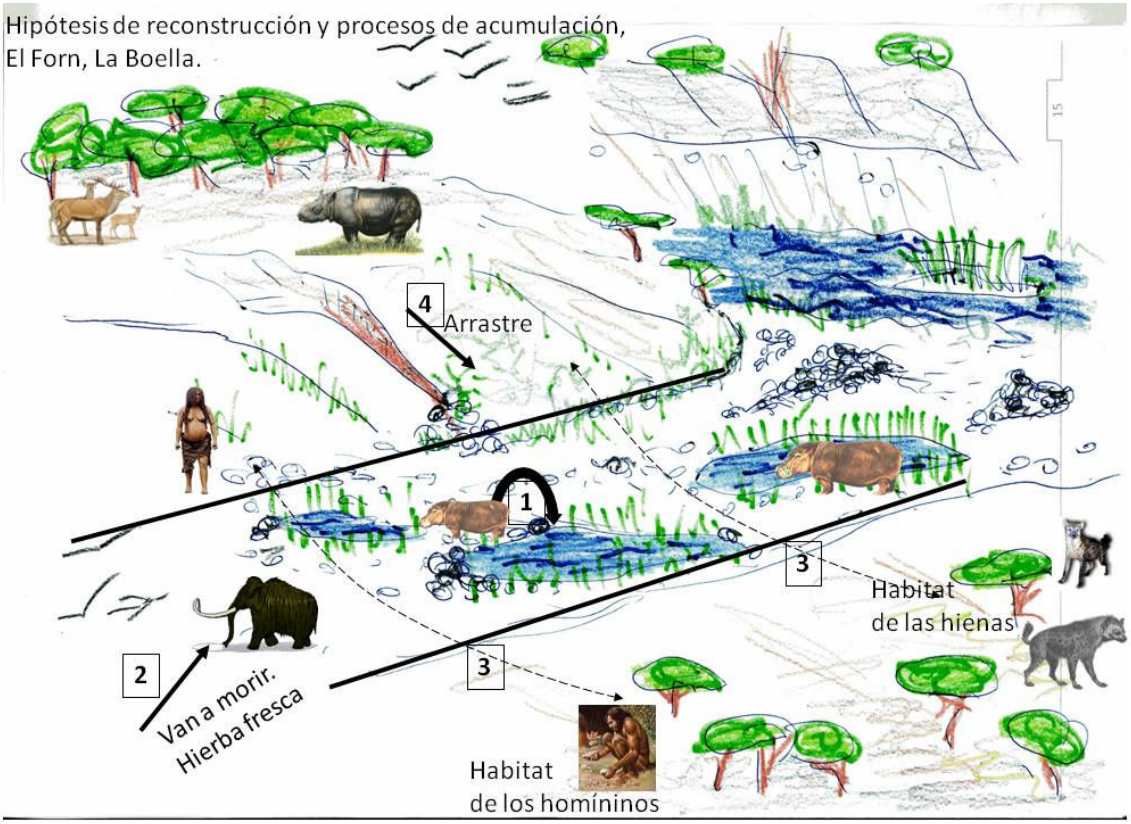


Fig. 3: Esquema/borrador de la reconstrucción medio ambiental y procesos de acumulación según datos de campo del yacimiento de El Forn (Barranc de la Boella, Tarragona). Los números representan fuentes de origen de los restos. Ver texto.

Fuente 2. Restos procedentes de animales viejos/enfermos que van a morir a ese biotopo en busca de hierba fresca: mamut, oso. Predicción: clases de edad avanzada; amplia representación esquelética; conexión anatómica.

Fuente 3. Restos procedentes de animales que visitan el biotopo pero tienen sus moradas en biotopos distintos: hiena y homínidos. Predicción: muy escasos restos esqueléticos, solo huellas y/o señales indirectas (coprolitos, marcas de mordedura; industria lítica escasa de grandes formatos, quizá sin talla *in situ*).

Fuente 4. Animales cuyos restos son arrastrados desde las laderas: cérvidos, équidos, rinocerontes. Predicción: superficie meteorizada de los huesos, selección de elementos por densidad/transporte.

CONCLUSIONES

Cabe inferir que la ocupación humana del entono del Barranc de la Boella era recurrente pero no permanente, posiblemente en los momentos de cierta estabilidad hídrica del sistema.

El perfil de la presencia humana y ocupación a los medios inundados o muy próximos a las masas de agua presenta rasgos comunes al de las hienas, por lo que cabe plantearse un cierto componente de forrajeo en la etología de estos homininos.

Las interpretaciones aquí recogidas deben tomarse como hipótesis de trabajo a contrastar.

Agradecimientos: Al ayuntamiento de La Canonja (Tarragona), MINECO (CGL2012-36682; CGL2012-38358; CGL2012-38434-C03-03 y CGL2010-15326) y MICINN (HAR2012-32548); la Generalitat de Catalunya, AGAUR (2009SGR -324, 2009PBR-0033 y 2009SGR-188); y la Junta de Castilla y León BU1004A09.

Referencias bibliográficas

Lozano-Fernández. I., Vallverdú, J., Saladié, P. Rosas, A. y Agustí, J. (2015). Datos paleoambientales inferidos a partir de los micromamíferos del Pleistoceno Inferior del yacimiento del Barranc de la Boella (Tarragona, España). Actas del XIII EJIP.

Mosquera, M., Ollé, A., Saladié, P., Cáceres, I., Huguet, R., Rosas, A., Villalaín, J., Carrancho, A., Bourlès, D., Braucher, R. Pineda, A y Vallverdú, J. (2015). The Early Acheulean technology of Barranc de La Boella (Tarragona, Spain). Quaternary International, in press.

Saladié P, Vallverdú J, Bennàsar LL, Cabanes D, Mancha E, Menéndez L, Blain H-A, Ollé A, Mosquera M, Vilalta J, Cáceres I, Expósito I, Esteban M, Huguet R, Rosas A, Solé A, López-Polín L, Garcia AB, Martínez B, Carbonell E and Capdevila R (2008) Resultats preliminars del nivel 2 del sondeig al Centre de Convencions del barranc de la Boella. Cota Zero, 2: 13-19.

Vallverdú J, Saladié P, Rosas A, Huguet R, Cáceres I, Mosquera M, Garcia-Tabernero A, Estalrrich A, Lozano-Fernández I, Pineda-Alcalá A, Carrancho Á, Villalaín JJ, Bourlés D, Braucher R, Lebatard A, Vilalta J, Esteban-Nadal M, Bennàsar ML, Bastir M, López-Polín L, Ollé A, Vergès JM, Ros-Montoya S, Martínez-Navarro B, García A, Martinell J, Expósito I, Burjachs F, Agustí J, Carbonell E (2014) Age and Date for Early Arrival of the Acheulian in Europe (Barranc de La Boella, la Canonja, Spain). PLoS ONE 9(7):e103634.

LAS ARENAS DE MENGABRIL (VEGAS ALTAS DEL GUADIANA, BADAJOZ). CONTRIBUCIÓN AL ESTUDIO DE LOS MANTOS EÓLICOS DEL HOLOCENO

F. Borja[(1)], C. Borja[(2)], V. Mayoral[(3)], M.T. de Tena[(4)], J.A. Caro[(5)]

(1) Depto. Historia II y Geografía. Universidad de Huelva. Avda. Fuerzas Armadas, s/n. 21071-Huelva. fborja@uhu.es
(2) Depto. Geografía Física y A.G.R. Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla s/n. 41004-Sevilla. cesarborja@us.es
(3) Instituto de Arqueología de Mérida (CSIC-J. de E.). Plaza España, 3. 06800-Mérida (Badajoz). vmayoral@iam.csic.es
(4) Centro Universitario de Mérida (Universidad de Extremadura). mtdetena@unex.es
(5) Área de Prehistoria. Dpto. G.C.T. Universidad de Córdoba. Plaza del Cardenal Salazar, 3. 14071-Córdoba. jacaro@uco.es

Abstract (Mengabril Sands, Badajoz, Spain. Contribution to the study of Holocene aeolian inland sand sheet): *The significance of aeolian sand accumulations located in the Mangabril area (middle Guadiana river valley, Spain) is discussed on the basis of morph-sedimentary data, optically stimulated luminescence (OSL) dating, and archaeological record. Mengabril sands are composed mainly of sand-sized particles (80,32%), however, due to its high content of silt (12,18%) and clay (7,5%) can consider them as so-called* clay-dunes *(or maybe we should talk rather of "silt-dunes"?). This kind of mixed dune have been described elsewhere in the Iberian Peninsula (mainly in La Mancha), but while there have been dated before the mid-Holocene, the dates obtained by OSL and the archaeological record in Mengabril place them specifically during the arid periods located in the Chalcolithic, Roman times until Antonine dynasty and from early to high Middle Age.*

Palabras clave: Manto eólico continental, OSL, Holoceno superior, Mengabril (Badajoz, España).
Key words*: Aeolian inland sand sheet, OSL, late Holocene, Mengabril (Badajoz, Spain).*

INTRODUCCIÓN

Los sistemas eólicos continentales cuentan con una escasa representación en la Península Ibérica. Según el mapa del Cuaternario de España (IGME, 1989), únicamente tres de ellos alcanzan a ser cartografiados a escala 1/1.000.000. El más extenso de estos depósitos arenosos se sitúa en la cuenca del Duero, en Tierra de Pinares, al sur de Valladolid; y los otros dos en la cuenca del Guadiana: uno en la llanura manchega, cerca de Alcázar de San Juan, y el otro entre las localidades pacenses de Villanueva de la Serena y Mérida (Borja y Pérez-González, 2001). En 1973, este último complejo eólico fue bautizado por Herranz *et al.* con el nombre de *Arenas tipo "Mengabril"*, detectándose entonces un cierto modelado dunar hoy inapreciable, entre otras causas, debido a la actividad agrícola. De acuerdo con estos autores, las *Arenas de Mengabril* descansarían indistintamente sobre las facies arcillo-arenosas de los "*barros*" o sobre las terrazas fluviales del tramo medio del Guadiana, a las que sucederían cronológicamente; su espesor medio rondaría los 2 ó 3 m, pudiendo alcanzar los 10 m en los alrededores de la población de la que toma su nombre; y estarían constituidas por arenas "bastante puras" (con sólo un 2% de arcillas) y muy bien seleccionadas (Ø = entre 0,75 y 0,05 mm), en las que abundarían los granos de cuarzo con marcas externas generadas durante su transporte por un viento de componente oeste (IGME, 2008). Junto al cuarzo, como minerales ligeros secundarios también aparecerían, integrados en la fracción media-fina, feldespatos potásicos y plagioclasas y, en menor medida, elementos calcosódicos (CGS, 1997).

Recientemente se ha llevado a cabo un nuevo estudio de las *Arenas de Mengabril* dentro del proyecto geoarqueológico titulado: "*La evolución de un paisaje agrario. El territorio de Medellín entre la protohistoria y la romanización*" (Mayoral *et al.*, 2012; Borja *et al.*, 2012). Dicha investigación, financiada por la Junta de Extremadura y coordinada por el Instituto de Arqueología de Mérida, se llevó a cabo entre 2009 y 2012, centrándose específicamente en los sectores de la llanura aluvial del Guadiana y del manto eólico pacense localizados en torno al eje Medellín-Mengabril (Fig. 1).

SITUACIÓN

Los depósitos eólicos existentes en las Vegas Altas del Guadiana (Badajoz) que, siguiendo la expresión original de Herrazn *et al.* (1973), aquí hemos denominado como *Arenas de Mengabril* se extienden, principalmente, a lo largo de la margen izquierda del Guadiana, entre su confluencia con el río Zújar, al Este, y la localidad de Villagonzalo, al Oeste, en las cercanías de Mérida. Además del citado Zújar, otros arroyos que alcanzan la ribera sur del Guadiana (Ortigas, Guadámez, Marigarcía…), seccionan la formación eólica en varios sectores, siendo el localizado al mediodía de la ciudad de Medellín el objeto de la presente contribución.

MATERIAL Y MÉTODOS

Basados en el análisis de los fotogramas aéreos de 1986 y de la cartografía geológica y geomorfológica disponible en soporte digital en el IGME, así como en los trabajos de comprobación en campo, se ha confeccionado una cartografía geomorfológica del área de estudio (Fig. 1, izqda.), la cual se contrastó con series ortofotográficas de 2005 (50 cm/p). El trabajo de campo comportó también la recogida de muestras destinadas a diversos fines, para lo cual se realizaron varias catas manuales y mecánicas, y se revisó una zanja de varios km de longitud, abierta por entonces para la instalación del gasoducto Valdetorres-Medellín de la empresa Gas Extremadura. Sobre dicho material se ha llevado a cabo un estudio físico-químico básico, que incluye, color, CO_3, pH, C.E., M.O., etc., abundando especialmente en la caracterización granulométrica del depósito eólico. De otra parte, mediante el método de la luminiscencia estimulada ópticamente (OSL) se han practicado varias dataciones, no sólo

sobre las facies eólicas sino asimismo sobre las arenas con cuarzo correspondientes a la llanura aluvial, al objeto de poder contrastar resultados en relación con la secuencia relativa de ambos tipos de depósitos. Finalmente, en el mapa geomorfológico se ha situado una selección de localizaciones puntuales y yacimientos arqueológicos (Fig. 1, dcha.), indicando en cada caso su cronología particular o su antigüedad máxima. Los *sitios* incorporados a la cartografía proceden tanto del refinado y la contextualización crono-espacial de hallazgos preexistentes, como de los aportados por la prospección arqueológica realizada dentro de nuestro propio proyecto (Mayoral *et al.*, 2012).

Quemada, sí se aprecia un leve resalte morfotopográfico que permite distinguir dos superficies escalonadas. La superior se sitúa a 243 m de cota absoluta, mientras que la inferior, sobre la que se inscribe el actual sistema de canales, lo hace a los 240 m. La explotación de áridos existente en la primera de ellas deja ver una secuencia lateral de más de 300 m de depósitos de *point bar*, integrada por al menos cinco unidades *progradantes* que arrancan con canales de gravas de cuarcita medias y gruesas, y culminan con bancos de arenas laminadas y finos levemente edafizados. El nivel inferior, por su parte, está compuesto de barras de gravas de similares características a las descritas

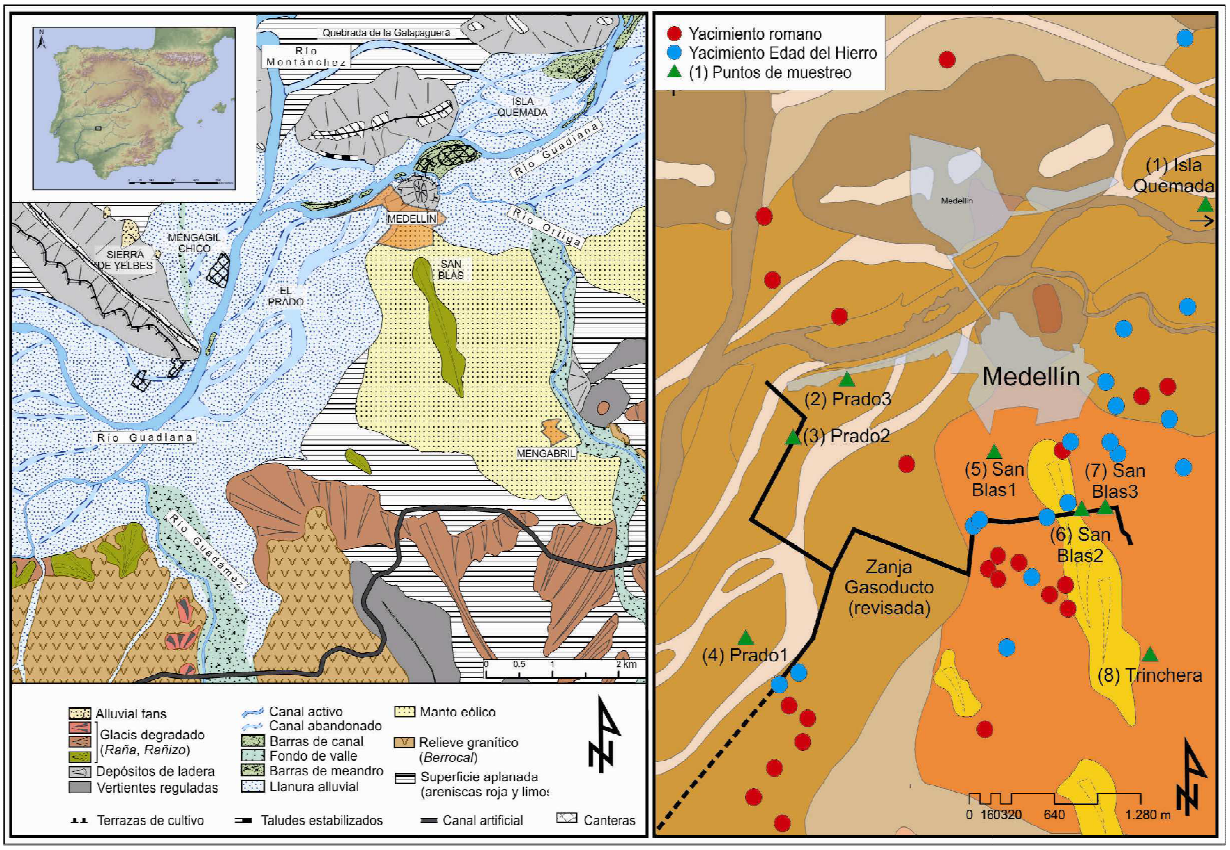


Fig.1: Marco geomorfológico general del área de estudio (izqda.), con detalle de la localización de los untos de muestreo y los sitios arqueológicos (dcha.).

RESULTADOS

Además de los depósitos eólicos situados al sur de Medellín (Fig. 1, izqda.), se han cartografiado los dispositivos aluviales correspondientes al río Guadiana, los arroyos Ortigas, Guadámez y Montánchez, y la Quebrada de la Galapaguera; y, junto a ellos, los principales elementos del piedemonte aledaño (*berrocales* y vertientes reguladas sobre areniscas rojas y limos del Mioceno, al sur, y coluviones sobre crestas de pizarras y cuarcitas, al norte). Desde el punto de vista morfo-sedimentario, destacan la llanura aluvial del Guadiana, muy ancha y surcada por una nutrida red de canales, y la planicie arenosa correspondiente a *las Arenas de Mengabril*. En el dominio aluvial no se ha detectado conexión alguna entre los depósitos de la llanura y otros cuerpos sedimentarios más antiguos (terrazas fluviales, *s.s.*). Sin embargo, dentro de la planicie aluvial, en el sector de Isla

anteriormente e intercalaciones de arenas finas, sin que se haya podido apreciar una secuencia sedimentaria definida. El nivel superior no ha sido datado, pero a techo del mismo se ha detectado la presencia de restos arqueológicos de posible edad neolítica. Este material se ha localizado concretamente en el entorno del famoso yacimiento romano de Mengagil Chico, en las inmediaciones de la sierra de Yelbes. Del nivel inferior, por el contrario, sí se han obtenido fechas absolutas mediante OSL (Tabla 1). Éstas proceden de las estaciones de muestro (3) Prado2 (2060±176 a B.P.) y (4) Prado1 (2121±165 a B.P.), y sus edades parecen coherentes con que, en las gravas basales de uno de los perfiles de la localización (1) Isla Quemada, a unos 3 m de la superficie, aparecieran restos arqueológicos de época romana (*tegulae*), como asimismo ocurrió en el perfil levantado en (2) Prado3, que también contenía fragmentos cerámicos de similar filiación.

En lo que atañe al manto arenoso de *Mengabril*, se ha comprobado que sus espesores no superan nunca los 2 m, siendo bastante menores en el sector norte de la unidad, en la zona de San Blas (5) (6) (7). El análisis granulométrico, en cuyo promedio también se incluyen los resultados de las muestras tomadas al sur de la formación, en la trinchera del ferrocarril Ciudad Real-Badajoz (8), muestra un material compuesto por arenas al 80,32%, limos al 12,18% y arcillas de naturaleza ilítica, al 7,50%. Cabe destacar que, a medida que nos alejamos de la llanura aluvial del Guadiana hacia el sur y nos acercamos a las vertientes reguladas sobre las areniscas rojas con limos del Mioceno, la fracción limosa aumenta mientras que las arenas disminuyen progresivamente, especialmente sus calibres más gruesos (Tabla 2). Al contrario de lo que ocurre conforme se pasa de muro a techo en el perfil de la Trinchera (8). La datación del manto eólico obtenida mediante OSL de las muestras pertenecientes a las estaciones de San Blas3 (7) y San Blas1 (5), arroja edades comprendidas entre 4658±326 a B.P. y 2119±207 a B.P., barriendo de este modo el periodo que va desde el Calcolítico hasta la época romana (Tabla1).

Identificación		U (ppm)	Th (ppm)	K_2O (%)	Dosis Equiv. (Gy)	Dosis anual (mGy/año)	Años (B.P.)
Nº orden	Denominación						
7	San Blas3	2,62	4,03	0,55	5,59	1,20	**4658±326**
5	San Blas1	2,92	3,40	0,70	6,56	3,01	**2119±207**
3	Prado2	3,10	4,35	0,57	3,07	1,49	**2060±176**
4	Prado1	3,59	5,82	1,28	7,17	3,38	**2121±165**

Tabla 1. Dataciones OSL obtenidas sobre material de la llanura aluvial del Guadiana (3 y 4) y las Arenas de Mengabril (7 y 5).

Muestra Ref.	Arenas %						Arcillas %	Limos %	Total finos %	I/K %
	2,00-1,00 mm	1,00-0,50 mm	0,50-0,25 mm	0,25-0,125 mm	0,125-0,063 mm	Total				
San Blas2	2,20	9,92	21,58	38,82	27,48	77,60	7,50	14,90	22,40	96 – 4
San Blas3	1,50	11,41	29,78	36,11	21,31	79,75	10,00	10,25	20,25	93 – 7
Trinchera1.1	1,23	9,28	37,64	29,98	21,87	80,25	7,50	12,25	19,75	---
Trinchera1.2.	1,41	8,62	46,43	26,40	17,13	77,65	7,50	14,85	22,35	---
San Blas1	2,99	17,80	34,43	28,57	16,21	86,35	5,00	8,65	13,65	---

Tabla 2. Características granulométricas de la formación Arenas de Mengabril.

Finalmente, la distribución de los yacimientos sobre el esquema de las principales unidades morfo-sedimentarias nos muestra (Fig. 1, dcha.), por una parte, que se trata de un área intensamente ocupada desde la temprana Edad del Hierro; y, por otra, que entre esas fechas (primera mitad del I Milenio a. C.) hasta el cambio de era (*s. l.*), se produce un cierto trasvase del poblamiento desde el manto eólico (donde la ocupación romana aparece tender a la concentración) hacia las márgenes y las islas de la llanura aluvial. De igual modo, si cruzamos las fechas obtenidas para la conformación de la actual llanura y la evolución del manto eólico, por un lado, y las que, por otro, ofrece la secuencia ocupacional de la zona, puede concluirse que se trata de procesos en gran medida coetáneos, y muy probablemente relacionados genéticamente entre sí.

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Las *Arenas de Mengabril* pertenecen al grupo de los mantos eólicos interiores caracterizados por presentar facies granulométricas abundantes en limos y arcillas (20%). En sus estudios acerca de las formaciones dunares de la llanura manchega, en el entorno de Alcázar de San Juan, Bernat y Pérez González (2008) y Bernat *et al.* (2011) consideran que la pertenencia a la categoría de *clay-dunes* (tal es la expresión utilizada por dichos autores, coincidiendo con la empleada por Bowler, 1973) se alcanza a partir de que los materiales finos superan al 8%. Sin embargo, entre las *clay-dunes* manchegas y la formación de Mengabril existen sensibles diferencias: mientras que en aquéllas predominan las arcillas frente a los limos, en éste la fracción más abundante es la limosa; y, además, en el manto eólico pacense las arenas de calibre fino están mucho más representadas que en el de Alcázar de San Juan. A falta de un estudio mineralógico detallado, actualmente carecemos de un argumento solvente para dar una explicación a tales diferencias. Aun así, pensamos que la cercana presencia, justo a barlovento de los vientos del SW con respecto a la formación de Mengabril (ocurre lo mismo más al Este, en el sector de Don Benito), de extensos afloramientos de las *areniscas rojas y limos* del Mioceno, podría tener algún tipo de responsabilidad

en el hecho. Especialmente porque, además, se da el caso de que, conforme nos alejamos de dicho afloramiento, la proporción de limos del manto eólico de Mengabril disminuye; y, sobre todo, porque la abundancia de arenas finas (y, cabe pensar, que también de arcillas ilíticas) parece ser un rasgo común a las areniscas limosas del Mioceno (IGME, 2008) y al manto eólico de Mengabril (Ø de 0,25 a 0,063 mm = 52,77%; illita: 94,5% / kaolinita: 5,5,%). Circunstancias que tampoco concurren en el caso de las dunas manchegas, donde las arenas de calibre fino y muy fino sólo suponen el 13,65% (Pérez-González *et al.*, 1983).

También en lo que atañe a la génesis y la evolución de las *Arenas de Mengabril* se hallan diferencias en contraste con el origen y el desarrollo de los mantos eólicos de la llanura de San Juan. Las dunas arcillosas situadas entre las cabeceras del Guadiana y el Júcar comienzan a formarse en el Pleistoceno superior (*ca.* 30000 a B.P.) y no sobrepasan el umbral de los *ca.* 6000 a B.P. (Bernat *et al*., 2011); por el contrario, las dunas limosas de Badajoz parecen configurarse, a tenor de las edades disponibles hasta el momento, durante el Holoceno reciente. Desde un punto de vista paleogeográfico, la datación más antigua obtenida en el entorno de *Mengabril* (4658±326 a B.P.) vincularía su origen con el proceso de aridificación detectado en el sur de Iberia en torno al periodo Calcolítico. De igual modo, lo que podríamos considerar como un episodio de reactivación de la morfogénesis eólica en la zona de estudio (2119±207 a B.P.), quizás ya bajo la influencia antrópica, habría coincidido con el intervalo de aridez contrastada detectado, en los depósitos lacustres de la laguna de Zóñar (Córdoba), entre el 190 a.C. y el 150 d.C. (Martín-Puertas *et al.*, 2008; Martín-Puertas *et al.*, 2011). De acuerdo con estos autores, el final del denominado *Periodo Húmedo Íbero-Romano*, ocurrido en torno a 1600 a cal. B.P., da paso un nuevo repunte de las condiciones áridas, las cuales persisten hasta la llegada de la P.E.H. La datación de 1432±124 a B.P. obtenida por Garzón *et al*. (2011) para un sector cercano a nuestra localización (8) Trinchera, podría abundar en esta misma línea, marcando un nuevo escenario de reactivación eólica durante el alto y pleno Medievo.

CONCLUSIONES

Las *Arenas de Mengabril* constituyen, según lo expuesto, un manto eólico de interior con una abundante proporción de arenas finas y un significativo contenido en limos (*silt/-dune?*), los cuales podrían provenir de las formaciones del Mioceno sobre las que discurre el cauce del Guadiana, las cuales afloran en el flanco SW de la unidad eólica. La génesis y la posterior evolución de este manto eólico se relacionan con los episodios de aridez registrados durante el Holoceno superior en el sur de Iberia, lo que supone una novedad en relación con las edades que actualmente se manejan para este tipo de formaciones, datadas, por regla general, como anteriores a la segunda mitad del Holoceno. Los periodos más reactivos desde el punto de vista de la morfogénesis eólica se localizarían durante el Calcolítico, en el periodo de auge del dominio romano (de época republicana a la dinastía de los Antoninos), y durante la alta y plena Edad Media.

Agradecimientos: Proyecto Ref. PRI08B050 (Junta de Extremadura). J.A. Martínez, *In memoriam*.

Referencias bibliográficas

Bernat Rebollal, M., Pérez-González, A. (2008). Inland aeolian deposits of the Iberian Peninsula: Sand dunes and clay dunes of the Duero Basin and the Manchega Plain. Palaeoclimatic considerations. *Geomorphology*, 102, 207-220.

Bernat Rebollal, M., Pérez-González, A., Rodríguez García, J., Bateman, M.D. (2011). Los sistemas eólicos del interior de España: geomorfología Eólica del Pleistoceno superior y el Holoceno de la Tierra de Pinares y de la Llanura Manchega. En: *Las dunas en España* (E. Sanjaume y F.J. Gracia, Eds.). SEG, Cádiz (España), 501-538.

Borja, F., Pérez-González, A. (2001). Formas y procesos eólicos. En: *Evolución reciente de la geomorfología española* (A. Gómez, A. Pérez, Eds.). Geoforma. Logroño (España), 289-318.

Borja, F., Borja, C., Martínez, J.A., Mayoral, M.T., Sevillano, I. (2012). Quantifying change in an agrarian landscape. Application of multicriteria models in the archaeological study of Medellin (Badajoz, Spain) and its territory. *Advancing the vision for GEOSS. (7th Framework programme of the European Commission)*. Madrid (España). Cod.: GM2011C19.

Bowler, J.M., 1973. Clay dunes: their occurrence, formation and environmental significance. *Earth-Science Reviews* 9, 315-338.

Compañía General de Sondeos, S.A. (1997). *Investigación de materias primas silíceas de Extremadura.* DGOIEM, J. de E. (España).

Garzón, G., Fernández, P., Pellicer, M.J., Babin, R., Tejero, R. (2011). Dataciones preliminares y configuración de las terrazas de la Depresión de Badajoz (las Vegas Altas del Guadiana). En: *El Cuaternario en España y áreas afines* (V. Turu, A. Constante, Eds.). Andorra la Vella (Andorra), 63-67.

Herranz, P., San José, M.A., Peláez, J.R. ,Vilas, L. (1973). Reconocimiento geológico de los alrededores de Don Benito y Villanueva de la Serena (Badajoz). En: *Características geológicas, hidrogeológicas e hidro-químicas de los alrededores de Villanueva de la Serena y Don Benito (Badajoz).* Instituto de Estudios Extremeños, 15-31 pp.

IGME (1989). *Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000*. Madrid (España), 279 pp.

IGME (2008). *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. H. 778 - Don Benito*. Madrid (España), 52 pp.

Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Brauer, A., Mata, M.P., Delgado-Huertas, A., Dulski, P. (2009). The Iberian–Roman Humid Period (2600–1600 cal yr BP) in the Zoñar Lake varve record (Andalucía, southern Spain). *Quaternary Research*, 71(2), 108-120.

Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Mata, M.P., Moreno, A., Giralt, S., Martínez-Ruiz, F., Jiménez-Espejo, F. (2011). Geochemical processes in a Mediterranean Lake: a high-resolution study of the last 4.000 years in Zoñar Lake, southern Spain. *Journal of Palaeolimnogoly*, 46, 405-421.

Mayoral, V., Borja, F., Borja, C., Martínez, J.A., De Tena, M.T. (2012). The evolution of an agrarian landscape. Methodological proposals for the archaeological study of the alluvial plain of Medellin (Guadiana basin, Spain). En: *Landscape Archaeology between Art and Science. From a multi- to an interdisciplinary approach. Landscape & Heritage Series*. (S.J. Kluiving y E.B. Guttmann-Bond, Eds.). Amsterdam University Press. Amsterdam (The Netherlands), 97-114.

Pérez-González, A., Aleixandre, T., Pinilla, A., Gallardo, J. (1983). El paisaje eólico de la llanura aluvial de San Juan (Llanura Manchega central). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 5, 631–656.

ANÁLISIS ESTADÍSTICO MULTIVARIANTE APLICADO AL ESTUDIO DE YACIMIENTOS DEL PALEOLÍTICO ANTIGUO

Alfonso Lainez Fernández-Heredia

Paseo de Europa nº 1, portal 1, 3º C
(41012) Sevilla

Abstract:
Multivariate statisical analysis applied to the study of sites of the Old Paleolitic.
This paper, which will presented in the "Poster" section, should be considered as a continuation of the one presented at the VIII Reunion del Cuaternario Ibérico held in La Rinconada (Sevilla) in 2013 and contained in the relevant publication (pages 314-318).The metodof multivariate analysis, alredy used in the study of the deposits at Bajo Guadalquivir (BG) sites, is applied here to the Iberian bassins. First, the set of variables subject to study is revaluated since new sources with different charactistics are . being with the initial one. A study of the sitesin the rest of the Iberian Peninsula yields similar dendrograms when compared to those of the BG sites, but correlation lack of chronological leads to assigning to these deposits a relative position obtained considering them individually as a part of the BG site set.The results seem to support the existence of threegroups of Old Paleolitic sites on three broad chronological periods to wich site can be ascribed on the basis of a multivariate analysis of the data.

Palabras clave: Análisis multivariante. Paleolítico.
***Key words**: Multivariate analisys. Paleolitic*

INTRODUCCIÓN

Esta comunicación es la segunda parte de la que fue presentada en la XIII Reunión de Cuaternario Ibérico celebrada en La Rinconada – Sevilla en el año 2013, comunicación en la que se expusieron las lineas generales de la metodología seguida para el estudio de los yacimientos de industria lítica localizados en las terrazas del Bajo Guadalquivir atribuibles al Paleolítico Antiguo, así como los resultados obtenidos.

Para estudiar un amplio grupo de yacimientos, el método está basado en seleccionar un conjunto de variables y, conocidos los valores de esas variables en cada uno de ellos, mediante la aplicación de algunas de las técnicas estadísticas de análisis multivariante, en nuestro caso métodos de análisis de conglomerados y métodos de regresión, obtener relaciones entre los componentes del grupo que no resultan evidentes con otros métodos.

El objeto de esta comunicación es presentar los resultados obtenidos al aplicar a yacimientos situados en terrazas de otras cuencas fluviales de la Península los métodos de análisis que se utilizaron para el estudio de los yacimientos del Bajo Guadalquivir.

El primer paso ha sido una revisión de la bibliografía existente sobre los yacimientos de industria lítica para seleccionar aquellos que cumpliesen los requisitos que nuestro método exige:

- Existencia de un número mínimo de piezas que haga posible la aplicación de métodos estadísticos.
- Que en la investigación llevada a cabo previamente se haya seguido el método propuesto por F. Bordes para el estudio del Paleolítico Inferior y Medio.

Como resultado de esta revisión hemos seleccionado los siguientes yacimientos:

- La Parrilla, El Palacio, Galisancho, El Portillo, Calvarrasa, La Maya 1-II, id. 2-I, id. 2-III, id. 1-IV, Porzuna E. Oliver, id. A. Retamosa, TAFESA, Casa de la Mina II, El Sartalejo, Pinedo, El Montico, Valdelamora, Villarrín del Páramo, Valgrande, Ermita del Abra y Celada.

Las referencias bibliográficas utilizadas figuran al final de esta comunicación.

Para los yacimientos del Bajo Guadalquivir hemos utilizado, como en nuestra anterior comunicación, los estudiados por José Juan Fernández Caro y por José Antonio Caro Gómez en sus respectivas Tesis de Doctorado.

DATOS DE PARTIDA Y VARIABLES

De cada yacimiento debemos disponer de los siguientes datos:

- Número de piezas en cada uno de los ítems de la Lista Normativa definida por F. Bordes para el Paleolítico Inferior y Medio
- Número de núcleos, lascas simples, bifaces, hendedores y triedros.

Las variables que vamos a considerar, a partir de estos esos datos serán:

- Los valores de los distintos Grupos e Índices definidos en la metodología de Bordes.
- Los porcentajes de los siguientes conjuntos de piezas: núcleos, lascas simples, piezas de la Lista Normativa (excepto cantos tallados) y macroutillaje.

SELECCIÓN DE VARIABLES

El método que utilizaremos para seleccionar las variables es el mismo que se usó para hacer el análisis de los yacimientos del Bajo Guadalquivir,

teniendo en cuenta los datos comunes de que se dispone en ambos grupo .

Para ello hemos escogido treinta y tres yacimientos, doce de ellos entre los del Bajo Guadalquivir y los veintiuno más arriba citados del resto de la Península.
El resultado obtenido tras este proceso de selección de variables ha sido:
- Grupos reales levallois, musteriense y Paleolítico Superior.
- Índices bifacial y de cantos tallados.
- Porcentajes de núcleos, lascas simples y piezas de la Lista Normativa.

Este resultado muestra en la figura 1 de póster.

RECLASIFICACIÓN DE LOS YACIMIENTOS DEL BAJO GUADALQUIVIR.

Al ser este conjunto de variables distinto del que se utilizó para el análisis del grupo formado exclusivamente por los yacimientos del Bajo Guadalquivir es necesario llevar a cabo un nuevo análisis de dicho grupo.

El resultado se recoge en las figuras 2, 3 y 4.

El dendrograma de la figura 2 nos muestra el agrupamiento de los yacimientos en tres conjuntos bien diferenciados identificados por sus siglas.
En la figura 3 se pone de manifiesto que ese agrupamiento se corresponde con la pertenencia a cada uno de los tres grupos de terrazas, superiores, medias y bajas, definidas en nuestra anterior comunicación.
En la gráfica de dispersión de la figura 4 se observa cómo los puntos representativos correspondientes a los yacimientos se disponen en tres grupos bien definidos y que los conglomerados obtenidos con el nuevo conjunto de variables muestran un resultado casi idéntico al de la anterior comunicación.

ANÁLISIS DE LOS YACIMIENTOS DE OTRAS CUENCAS.

Del conjunto de los veintiúno seleccionados como resultado de la consulta de la bibliografía eliminamos los yacimientos atípicos, tres en este caso, y con los restantes formamos la matriz de dieciocho filas y nueve columnas que nos va a servir para llevar a cabo el análisis de conglomerados jerárquicos, base de nuestro estudio. El resultado queda reflejado en el dendrograma de la figura 5, que es muy semejante al que se obtuvo al estudiar el grupo de yacimientos del Bajo Guadalquivir.

Para otras cuencas peninsulares no disponemos de un estudio de conjunto que permita unificar una secuencia cronológica de las terrazas fluviales depositadas a lo largo del periodo en que se formaron yacimientos que estamos considerando.
Hemos optado por incluir sucesivamente cada uno de ellos en la matriz de los yacimientos del Bajo Guadalquivir.
En la figura 6 se muestra un ejemplo del resultado así obtenido.

Asignando a cada yacimiento la pertenencia que en este proceso le ha correspondido obtenemos de la matriz de los deciocho yacimientos del resto de la Península la gráfica de dispersión de la figura 7. La semejanza con la del conjunto de los yacimientos del Bajo Guadalquivir resulta evidente.
Hacemos notar que esta gráfica corresponde a la situación de los puntos representativos de acuerdo con distancias referidas a los vértices del triangulo resultante de considerar el conjunto de esos diciocho yacimientos. Como el triangulo de referencia cambia cuando se cambia el conjunto de yacimientos que se está considerando, estimamos que debe establecerse un triángulo de referencia fijo para todos los casos. Consideramos lógico que ese triángulo debe ser el definido por el conjunto de los veintiocho yacimientos del Bajo Guadalquivir.

En la figura ocho es representan los diciocho yacimientos del resto de la Pnínsula referidos al triángulo de los yacimientos del Bajo Guadalquivir.
El resultado del análisis de los dieciocho yacimientos seleccionados es el siguiente:

Yacimientos semejantes a los yacimientos del grupo de terrazas altas del Bajo Guadalquivir: Casa de la Mina II y Valgrande.
Id. id de las terrazas medias: TAFESA, La Parrilla, Valdelamora, Pinedo, Calvarrasa, y el grupo de La Maya.
Id. id. a las terrazas bajas: El Portillo, Galisancho, Ermita del Abra, Celada, El Montico, El Sartalejo y Villarrín del Páramo.

ANÁLISIS DEL CONJUNTO PENINSULAR.

En la gráfica de dispersión de la figura 9 se muestran las distancias del conjunto de los veintiocho yacimientos del Bajo Guadalquivir correspondientes a los cuarenta y seis yacimientos del conjunto peninsular a los vértices del triángulo de referncia de los yacimientos del Bajo Guadalquivir. En la gráfica de dispersión de la figura 10 se ha hecho distinción entre los puntos representativos de los yacimientos del Bajo Guadalquivir (1, 2 y 3) y los del resto de la Península (11, 12 y 13)

CONCLUSIONES

Este trabajo intenta, mediante la aplicación de un método de la estadística multivariante, el análisis de conglomerados, un nuevo acercamiento al estudio de los yacimientos de industria paleolítica, en especial a los localizados en las actuales superficies de las antiguas terrazas fluviales de la Península.
Las características inherentes a ellos (larga exposición a la intemperie, influencia de las actividades antropogénicas postdeposicionales, difícil datación cronológica, ausencia de restos paleontológicos correlacionables, etcétera) hacen que, lógicamente, su interpretación sea muchas veces discutible y controvertida.
El considerar como “yacimiento” únicamente acumulaciones de objetos de industria lítica que reúnen más de doscientas piezas dentro de un perímetro bien definido, aunque no tiene el carácter de un yacimiento “sellado” si puede inducir a pensar

que, razonablemente, ese conjunto de piezas fue probablemente producido en un breve periodo considerando la escala temporal en que nos movemos. La acción de los fenómenos naturales en el transcurso del tiempo tiende, en general a dispersar estos objetos, no a concentrarlos, salvo que concurran circunstancias excepcionales. Los resultados que aquí se exponen parecen avalar este supuesto

Es evidente que cuanto mayor sea el número de datos de partida, mayor será el de variables posiblemente significativas que de ellos pueden derivarse, por lo que los resultados que se obtengan serán más ajustados a una realidad que nunca podremos conocer. No ignoranos que no se han tenido en cuenta variables tipológicas, especialmente en caso del macroutillaje, que habrían aportado datos de interés.

Nos parece indudable que este tipo de análisis amplía sustancialmente los resultados que pueden deducirse de los datos que, hace más de medio siglo, F. Bordes consideró como significativos para el estudio de los yacimientos del Paleolítico Antiguo.

Es evidente que los resultados que aquí presentamos necesitan ser sometidos a la consideración de los especialistas que han estudiado este tipo de yacimientos desde otros puntos de vista y han llegado a resultados basados en diferentes criterios.

A ellos agradeceremos la atención que presten a este trabajo.

Referencias bibliográficas

Baena Preysler, J. Baquedano, I (2002). “Avance de los trabajos arqueológicos realizados en el yacimiento del Paleolítico de Tafesa, antiguo Transfesa, (Villaverde, Madrid): principales rasgos tecnológicos del conjunto lítico. Homenaje a Emiliano Aguirre, vol. IV, 31-46, 2002.

Caro Gómez, J. A. (1999). “Yacimientos e Industrias Achelenses en las Terrazas Fluviales de la depresión del Bajo Guadalquivir (Andalucía, España). Secuencia estratigráfica, caracterización tecnocultural y cronología.Tesis Doctoral (inédita). U.de Sevilla.

Castellanos P. (1986) “El Paleolítico Inferior en la Submeseta. León.” Tesis de Licenciatura.

Díez Martín, F. (1996). “Aproximación al fenómeno paleolítico en el páramo del sureste vallisoletano”. Zephirus 49, 75-107

Fernández Caro, J.J. (1998). “Las industrias paleolíticas del Bajo Guadalquivir. (Río Corbones).” Tesis Doctoral (inédita), U. de Córdoba

Gutiérrez Morillo, A. y Serrano Cañadas, E. (1998). “El yacimiento del Paleolítico Medio de la Ermita del Abra (Campoo de Suso, Cantabria). Aproximación cultural, cronológica y geomorfológica.” Cuaternario y Geomorfología 12 (3-4) 37-39.

Id. Id. (2006). “Nuevas aportaciones al estudio del Paleolítico Medio en el Valle de Campoo (Cantabria): aproximación cultural, cronológica y geomorfológica.” Miscelánea en homenaje a Victoria Cabrera. Zona Arqueológica 7, vol. I 234-251.

Lainez Fernández-Heredia, A. (2013). “Análisis estadístico multivariante aplicado al estudio de yacimientos del Paleolítico Antiguo del Bajo Guadalquivir (Sevilla). El Cuaternario Ibérico: investigación en el S.XXI. R. Baena, J.J. Fernández e I. Guerrero, edits. 314-318

Martín Blanco, P.et al. (1994).”Identificación de las cadenas operativas en el sitio arqueológico “Casa de la Mina I (Argamasilla de Alba, Ciudad Real). Consideraciones acerca de los yacimientos superficiales, sin contexto estratigráfico”. Zephirus 46, 15-40.

Moratinos García, M. (1987). “El yacimiento de “El Palacio” (Mucientes, Valladolid): La transición del Paleolítico Inferior al Medio en el Bajo Pisuerga”. Cuaternario y Geomorfología vol. 1, 219-230.

Peña, Daniel (2002) Análisis de datos multivariantes. Madrid.

Querol, M.A. y Santonja, M. eds. (1979). “El yacimiento arqueológico de Pinedo”. Excavaciones Arqueológicas en España nº106, 42-181.

Santonja, M. y Pérez-González, A. (1984). “Las industrias paleolíticas de La Maya I en su ámbito regional.” Excavaciones Arqueológicas en España nº 135, 117-150.

Santonja, M.(1979) “El yacimiento arqueológico de “El Sartalejo”, (Valle del Alagón, Cáceres). Estudio preliminar.” Series de Arqueología Extremeña nº 2

Santonja, M.(1986). “Valgrande (Puebla de Yeltes, Salamanca). Área de talla y sitio de ocupación del Paleolítico Medio”. Numantia II, 33-82.

Vallespí E., Ciudad, A y Garcia Serrano, R.(1977) y (1985) “Achelense y Musteriense de Porzuna (Ciudad Real).” Dos tomos.

OCUPACIÓN DE LA CUEVA DEL OCHO DURANTE EL NEOLÍTICO ANTIGUO (COMPLEJO KÁRSTICO DEL CERRO DE SANTIAGO, CAZALLA DE LA SIERRA, SEVILLA). ESTUDIO GEOARQUEOLÓGICO PRELIMINAR

C. Borja[(1)], J.A. Caro[(2)], F. Díaz de Olmo[(1)], J.M. Recio[(3)], G. Álvarez[(4)], A. Martínez[(5)]

(1) Dpto. Geografía Física y A.G.R. Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla s/n. 41004-Sevilla. cesarborja@us.es
(2) Área de Prehistoria. Dpto. G.C.T. Universidad de Córdoba. Plaza del Cardenal Salazar, 3. 14071-Córdoba. jacaro@uco.es
(3) Dpto. Ecología, Botánica y Fisiología Vegetal. Universidad de Córdoba. C. Rabanales s/n. 14071-Córdoba. bv1reesj@uco.es
(4) Sociedad Espeleológica Geos (Exploraciones e Investigaciones Subterráneas). segeos@telefonica.net
(5) Dpto. Física Aplicada I. Universidad de Sevilla. Ctra. Utrera, km 1. 41013-Sevilla. arancha@us.es

Abstract (The occupancy of the Cueva del Ocho (Cave of the Eight) during the Early Neolithic (Karst complex of the Cerro de Santiago, in Cazalla de la Sierra, Seville, Spain). Preliminary geoarchaeological study). *From a geoarchaeological viewpoint it has been studied the Profile A of the Cueva del Ocho (Cave of the Eight) archaeological site (Karst complex of the Cerro de Santiago, CKCS) located at the northern Sierra Morena (in Cazalla de la Sierra, Seville, Spain), in the section of the Ossa-Morena Cambrian limestones (Meridional Hesperian Massif). This profile's sedimentary register is interpreted as a model of very short occupation settlement in cave between 5360-5225 cal. BC and 5210-5000 cal. BC, more intensive at the beginning, with abundance of rests of ceramics "a la almagra" (red ochre) and impressed potteries without Cardium features, as well as lithic and in bone industries. The assemblage has been characterized as Late Early Neolithic from the South of the Iberian Peninsula.*

Palabras clave: Neolítico antiguo, Holoceno medio, Geoarqueología, Karst, Sierra Morena, S de España
Key words*: Early Neolithic, Middle Holocene, Geoarchaeology, Karst, Sierra Morena (Meridional Hesperian Massif), S of Spain*

INTRODUCCIÓN Y ÁREA DE ESTUDIO

Las cavidades del denominado Complejo Kárstico del Cerro de Santiago (CKCS) (Santiago Grande, Media, Chica y del Ocho), están ubicadas en la Sierra Norte de Sevilla, al NW del término municipal de Cazalla de la Sierra, dentro del sector de Ossa-Morena del Macizo Hespérico Meridional de Sierra Morena (Rodríguez Vidal y Díaz del Olmo, 1994), en el contexto bioclimático y biogeográfico del piso mesomediterráneo de Sierra Morena. El CKCS se desarrolla en un afloramiento de calizas masivas del Cámbrico Inferior que, desde el punto de vista morfoestructural, constituye un relieve sinclinal disimétrico en posición de relieve inverso, con rumbo hercínico NW-SE. Desde el punto de vista karstológico, el CKCS constituye un sistema espeleológico con galerías-estructurales, salas, chimeneas y galerías-simas, parcialmente obturadas, con diferentes episodios de rellenos que muestran varios niveles de formación, todos ellos relacionados con la incisión del nivel de base del río Ribera de la Benalija.

La Cueva del Ocho (CLS-12-Geos) se corresponde con el nivel espelo-kárstico más bajo del CKCS. En ella se ha reconocido la Sala del Lago, en la zona vadosa del endokarst, afectada por la fluctuación hídrica de la Ribera de la Benalija cuyo talweg, así mismo, lo está por la oscilación del nivel hidráulico del cercano Embalse del Pintado. En este trabajo aportamos los resultados preliminares de la investigación geoarqueológica en curso en dicha Sala del Lago de la Cueva del Ocho (hoja 898, 4-4 del MTN) (Fig. 1).

OBJETIVOS, MATERIAL Y MÉTODOS

El objetivo del presente trabajo se centra en el estudio de la ocupación humana de la Sala del Lago de la Cueva del Ocho. Para ello se ha llevado a cabo un estudio geoarqueológico integrado en una investigación espelo-karstológica y cronestratigráfica del cual mostramos aquí los resultados preliminares. A tal fin se ha analizado el registro edafo-sedimentario y arqueológico del Perfil A de la Zona 1 de dicha sala, ubicado en las cuadrículas B1 a B3 de la planta de excavación, con una orientación N (B3) - S (B1) (Fig. 2), a -8 m del nivel de la boca de entrada de la cueva, mostrando la caracterización de la secuencia de ocupación antrópica, las cronologías absolutas obtenidas y la discusión de los resultados.

Desde el punto de vista metodológico, se ha efectuado un levantamiento de la información en campo mediante la aplicación de técnicas arqueológicas y geoedáficas, consistentes en un trabajo principalmente de limpieza y retranqueo de un perfil de 1 m de altura por 2,30 m de ancho. En este perfil se han definido, atendiendo a sus caracteres edafo-sedimentarios, geoquímicos y arqueológicos, unidades geoarqueológicas (U.G.), y se ha realizado un muestreo para dataciones

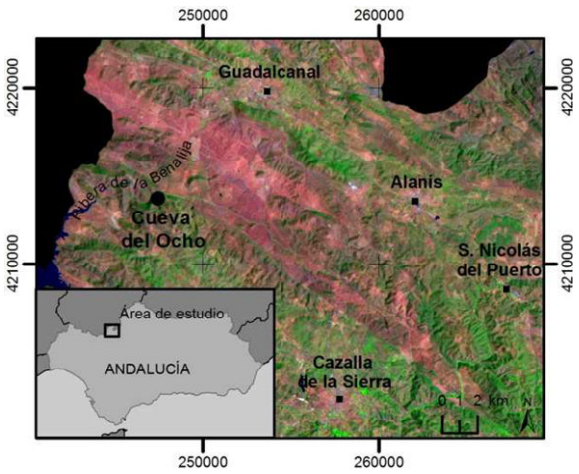


Fig. 1: Localización de la Cueva del Ocho en el Complejo de Santiago (Cazalla de la Sierra, Sevilla).

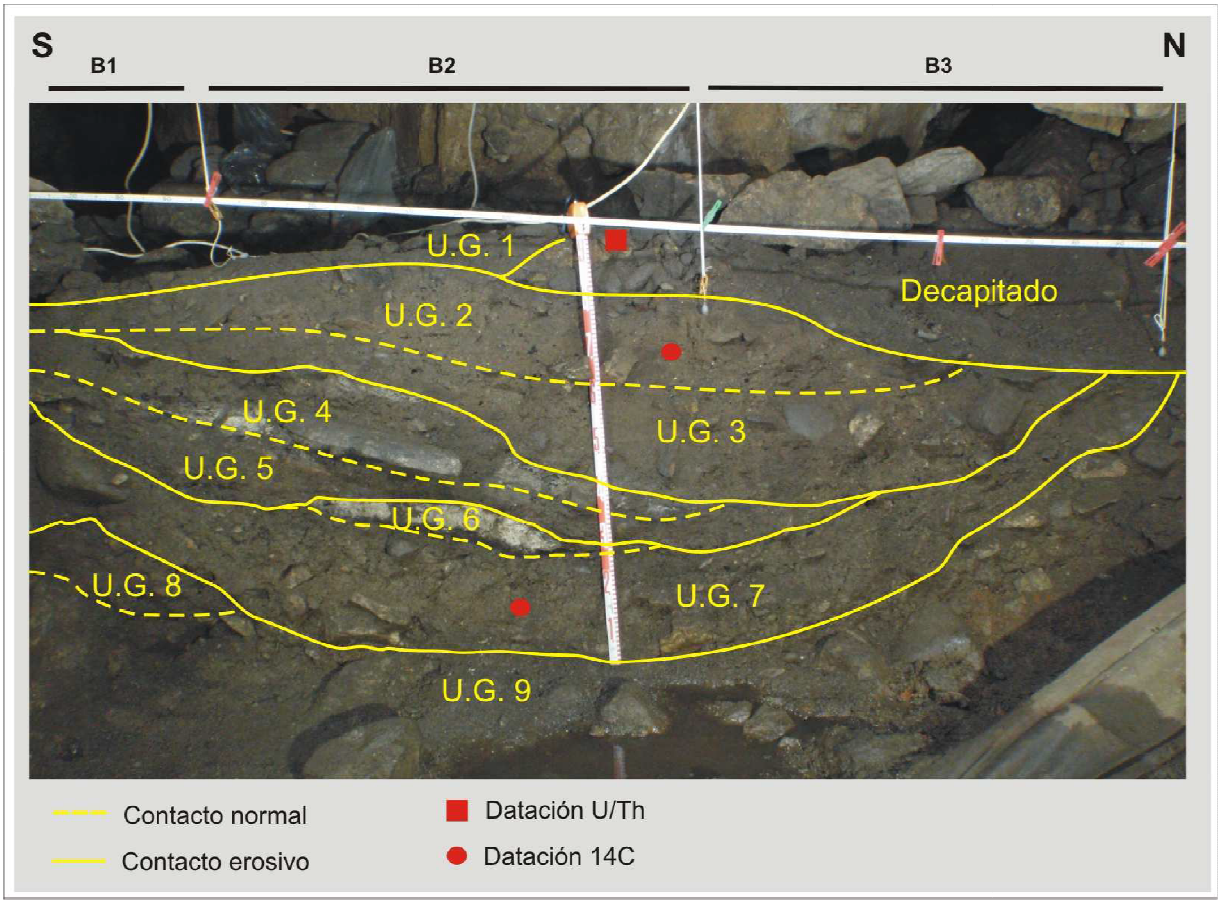


Fig. 2: Perfil A Zona 1 (1 m) de la Sala del Lago en la Cueva del Ocho. Identificación de Unidades Geoarqueológicas (U.G.), posición de las dataciones de U/Th y ^{14}C, contactos.

absolutas (U/Th efectuado en los laboratorios del Departamento de Física Aplicada I de la Universidad de Sevilla y ^{14}C AMS en Beta Analytic Inc., Miami).

PERFIL A: RESULTADOS

Hasta el momento de preparar este trabajo, como ya hemos indicado, el Perfil A, presentaba un desarrollo vertical de 1 m de potencia por 2,30 m de longitud. Se trata de un depósito pardo-grisáceo a ceniciento, que en la base se hace más anaranjado, areno-limoso con clastos y bloques, abundantes restos de carbón vegetal, cerámicas y restos de industrias líticas y óseas.

a) Unidades geoarqueológicas

Se han identificado las siguientes unidades geoarqueológicas identificadas son:

U.G. 1. Depósito areno-limoso de color pardo-grisáceo, carbonatado, con abundantes bloques y clastos de caliza, angulosos a sub-redondeados. Abundante presencia de fragmentos de carbón vegetal. A techo presenta una costra calcárea laminar que sella el nivel. Base erosiva. En el extremo norte la costra está desmantelada y decapitado parcialmente el Perfil por un proceso de remoción artificial contemporánea.

U.G. 2. Depósito areno-limoso de color pardo-grisáceo, carbonatado, abundantes bloques y clastos de caliza, angulosos y algunos sub-redondeados. Abundante presencia de carbón vegetal. Aparece decapitado en el extremo norte (cuadrícula B3).

U.G. 3. Depósito heterogéneo de matriz areno-arcillosa de color pardo-grisáceo, carbonatado, con abundantes clastos y bloques de caliza angulosos, algunos sub-redondeados y abundantes restos de carbón vegetal. Base erosiva.

U.G. 4. Depósito inclinado de matriz areno-limosa de color grisáceo claro, carbonatado a techo, con algunos bloques y clastos de caliza, fragmentos de carbón vegetal. A techo un nivel milimétrico rubefactado.

U.G. 5. Depósito lenticular inclinado, de carácter limo-arenoso de color pardo-grisáceo, algo carbonatado, con incorporación de clastos de caliza.

U.G. 6. Depósito lenticular inclinado fuertemente carbonatado, de matriz limosa pardo-grisácea. En la base un lecho de matriz arcillosa incorpora restos de carbón vegetal.

U.G. 7. Depósito limoso gris-verdoso, débilmente carbonatado, con incorporación de abundantes clastos de caliza y restos de carbón vegetal. Límite inferior erosivo con las U.G. 8 y 9.

U.G. 8. Depósito lenticular inclinado de matriz limo-arenosa, pardo-amarillento, medianamente carbonatado, con clastos de caliza.

U.G. 9. Depósito limo-arenoso, pardo anaranjado (en seco, color pardo-grisáceo), medianamente carbonatado, con bloques y clastos de caliza, y fragmentos de carbón vegetal.

b) Caracterización físico-química

Los resultados del análisis físico-químico (Tablas 1 y 2) muestran una relativa homogeneidad edafo-sedimentaria ratificada en algunos de los parámetros generales (pH, conductividad eléctrica, densidad y porosidad). Sin embargo, en el análisis detallado, las

matrices granulométricas y los parámetros indicativos de la transformación sedimentaria, ofrecen una clara heterogeneidad entre los niveles superiores (U.G. 1, 2, 3 y 4) y los inferiores (U.G. 5, 6, 7, 8 y 9) del Perfil: con predominio de texturas arenosas a techo (U.G. 1, 2, 3, y 4) o limosas hacia la base (U.G. 5, 6, 7, 8 y 9). Esta doble distribución se detecta casi completamente en cuatro parámetros más: el % de MO, que es particularmente alto (aprox. 11-8%) en los niveles superiores (U.G. 1 a 4), frente a los niveles inferiores que son más bajos (aprox. 6-4 %) (U.G. 5 a 9); en el contenido en carbonatos, que es igualmente elevado en la parte alta (aprox. 32-36%), y más bajo en la inferior (24-18%), con excepción de U.G. 6 que roza tasas del 60%; el fósforo, con valores elevados (aprox. 6-4 mgr/100gr) en los niveles superiores citados, y, bajos (aprox. 3-1 mgr/100gr) en los infrayacentes; y la susceptibilidad magnética, la cual alcanza niveles cercanos a 1.800 hacia arriba y en torno a 1.400 en el resto de niveles, excepto la U.G. 8 que llega a 5.775.

MUESTRAS		Arenas %						Arcillas %	Limos %	Total finos %
Ref. / Prof.	U.G.	2,00-1,00 mm	1,00-0,50 mm	0,50-0,25 mm	0,25-0,125 mm	0,125-0,063 mm	Total			
CS8 N1 (0,00-0,04 m)	U.G.1	8,84	17,05	48,49	19,58	6,04	76,30	----	---	23,70
CS8 N2 (0,04-0,30 cm)	U.G.2	8,64	10,07	20,88	38,39	21,97	71,65	----	---	28,35
CS8 N3 (0,30-0,45 m)	U.G.3	10,4	25,85	24,57	18,99	20,20	67,25	----	---	32,75
CS8 N4 (0,45-0,55 m)	U.G.4	4,36	8,99	14,87	24,84	46,93	57,45	10,00	32,55	42,55
CS8 N5 (0,55-0,68 m)	U.G.5	7,62	10,85	18,13	48,38	15,01	53,9	15,00	31,10	46,10
CS8 N6 (0,68-0,74 m)	U.G.6	13,90	10,67	12,70	26,61	36,12	41,9	7,50	50,60	58,10
CS8 N7 (0,74- 0,90 m)	U.G.7	6,08	8,41	11,84	20,91	52,77	45,5	15,00	39,50	54,50
CS8 N8 (0,70-0,90 m)	U.G.8	10,91	16,98	21,28	21,43	29,90	66,6	5,00	28,40	33,40
CS8 N9 (0,90-100 m)	U.G.9	8,49	17,84	19,19	21,02	33,46	52,35	---	---	47,65

Tabla 1. Caracterización físico-química de las unidades geoarqueológicas del Perfil A.

MUESTRAS		pH (H_2O)	C.E. mmhs/cm	M.O. Ignic. %	Dap gr/cm	Dr gr/cm^{-1}	Poro-sidad %	Carbo-natos %	Color Munsell (Laboratorio)		Hum. %	P mg/100gr	Susc. Mag. $\chi m^3.kg^{-1}.10^{-7}$
Ref. / Prof.	U.G.								Seco	Húmedo			
CS8 N1 (0,00-0,04 m)	U.G.1	8,3	0,57	11,57	0,88	2,44	64,00	32,00	10YR 5/2	10YR 2/2	20,54	6,72	1.795
CS8 N2 (0,04-0,30 cm)	U.G.2	8,3	0,49	11,32	0,80	2,10	62,00	34,00	10YR 5/3	10YR 3/2	14,30	4,85	1.600
CS8 N3 (0,30-0,45 m)	U.G.3	8,4	0,44	11,06	0,75	2,20	66,00	36,00	10YR 5/2	10YR 2/2	20,02	6,44	1.695
CS8 N4 (0,45-0,55 m)	U.G.4	8,4	0,43	8,05	0,79	2,09	62,00	34,60	10YR 5/2	10YR 2/1	27,96	4,05	1.295
CS8 N5 (0,55-0,68 m)	U.G.5	8,3	0,52	6,15	0,89	2,22	60,00	24,00	10YR 5/2	10YR 2/1	26,04	3,39	1.545
CS8 N6 (0,68-0,74 m)	U.G.6	8,5	0,36	6,98	0,88	2,31	62,00	59,80	10YR 6/2	10YR 4/1	53,94	3,47	1.255
CS8 N7 (0,74- 0,90 m)	U.G.7	8,4	0,36	4,62	0,92	2,55	64,00	18,00	2,5Y 5/3	10YR 3/3	31,62	3,27	1.475
CS8 N8 (0,70-0,90 m)	U.G.8	8,5	0,35	6,42	0,95	2,37	60,00	28,40	10YR 6/2	10YR 3/3	35,34	1,77	5.775
CS8 N9 (0,90-100 m)	U.G.9	8,4	0,34	5,57	0,93	2,46	62,40	20,20	10YR 5/2	10YR 2/1	29,76	3,00	---

Tabla 2. Caracterización físico-química de las unidades geoarqueológicas del Perfil A (Continuación).

c) Secuencia cronoestratigráfica y cultural

El muestreo sistemático de fragmentos de carbones vegetales para el análisis de radiocarbono (^{14}C AMS Standard), al objeto de obtener dataciones absolutas con resultados calibrados BC (cal. BC) y calibrado radiocarbono (cal. BP) (Tabla 3), y de la costra carbonatada del techo de U.G. 1 con series de Uranio (U/Th) (Tabla 4), ha proporcionado una secuencia geoarqueológica cerrada del Holoceno Medio y Superior. Los resultados muestran una cronología absoluta muy próxima en el tiempo, entre la base del Perfil, 6160 +/- 30 BP (cal. BC 5210-5000) (UG 7) y el techo, 6040 +/- 30 BP (cal. BC 5360-5225) (U.G. 2). Por su parte, la costra carbonatada que sella la secuencia, descompuesta a su vez en 3 muestras (inferior, media y superior), ha proporcionado una horquilla cronológica de 2643 +/- 295 BP, hasta 2089 +/- 323 BP. Dada la baja tasa de $^{230}Th/^{232}Th$ en las muestras, indicando un sistema geoquímico abierto en la costra, nos induce a pensar en una cronología más antigua para ésta, probablemente más próxima a las fechas ^{14}C AMS indicadas, para la fase de sellado de la secuencia geoarqueológica.

Los materiales arqueológicos recuperados presentan un repertorio con escasa industria lítica, básicamente tallada, de carácter microlaminar, junto con algunos pulimentados tipo azuela. Los elementos de molienda son más frecuentes, tanto los molinos como las moletas o cantos rodados, muy frecuentemente manchados de ocre. La industria ósea, a su vez, está representada por algunos punzones y cinceles. Sin embargo, de todos los materiales arqueológicos, es la cerámica el elemento más representativo (>1.500 fragmentos), cuyas formas más comunes describen recipientes hemiesféricos o esféricos con fondo globular, vasos ovoides y algunos hombros cerrados cóncavos, con desarrollo de elementos de prehensión como asas de cinta, de pitorro y mamelones variados. El tratamiento de las superficies resulta bastante cuidado, destacando la aplicación de almagra, generalmente con decoración impresa de elementos repetitivos circulares o triangulares, así como

motivos geométricos incisos y acanalados. Esta caracterización tecnológica general, invariable a lo largo de todo el Perfil, nos hace adscribir el conjunto al Neolítico Antiguo.

Ref. Beta Analytics	Location Ref.	Measured Radiocarbon Age	13C/12C Ratio	Conventional Radiocarbon Age	2 SIGMA CALIBRATION
401539	CS8Z1-03	**6040 +/- 30 BP**	-25.4 o/oo	6030 +/- 30 BP	Cal BC 5360 to 5225 (Cal BP 7310 to 7175)
380012	CS8Z1-02	**6160 +/- 30 BP**	-25.6 o/oo	6150 +/- 30 BP	Cal BC 5210 to 5000 (Cal BP 7160 to 6950)

Tabla 3. Resultados de las dataciones de ^{14}C realizadas en el laboratorio Beta Analytics Inc. de Miami (USA).

	U	U	T	$U^{238}U$	$^{230}Th/^{234}U$	$^{230}Th/^{232}Th$	T (años)	$^{234}U/^{238}U$
CR01-INF-1	1.921±0.042	3.352±0.070	0.080±0.008	1.745±0.023	0.02379±0.00258	1.75±0.29	2609±286	1.750±0.024
CR01-INF-2	1.849±0.034	3.189±0.055	0.077±0.008	1.725±0.019	0.02410±0.00266	1.92±0.35	2643±295	1.730±0.020
CR01-SUP-1	1.867±0.038	3.332±0.064	0.064±0.010	1.785±0.021	0.01909±0.00293	9.77±3.27	2089±323	1.789±0.021

Tabla 3. Resultados de las tres dataciones de U/Th realizadas a la costra calcárea que sella el perfil analizado realizadas en el laboratorio del Departamento de Física Aplicada I de la Universidad de Sevilla.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A partir de 7,3 +/- 0,2 cal. ka BP la convergencia de diferentes factores sociales, tecnológicos y paleoclimáticos, convergen en el inicio de la neolitización del S de la Península Ibérica (Cortés Sánchez *et al.*, 2012). Se inicia a partir de entonces el denominado primer Neolítico, un proceso largo con diferentes impactos territoriales, que tendrá su máximo desarrollo durante el VI milenio a.C. Los resultados preliminares obtenidos en la Cueva del Ocho del CKCS refuerzan las cronologías y características culturales de dicho primer Neolítico de la Península Ibérica en su horquilla más reciente de ese VI milenio, o sea, en torno a *ca.* 5300 años cal. BC. Se trata de unos resultados coincidentes con la secuencia regional obtenida en el Neolítico de la Cueva de los Murciélagos en Zuheros (Córdoba) (Gavilán *et al.*, 1996) y con los antiguos datos cronológicos y culturales del CKCS en Cueva Santiago Chica, aquellos que pusieron de manifiesto la existencia de horizontes culturales iniciados en el Neolítico Antiguo sin fechas calibradas: 5940 ± 180 a.C. y, sobre todo, en la segunda fecha de 5290 ± 23 a.C. (Acosta, 1976 y 1986). El amplio muestrario de cerámicas de Cueva del Ocho con aplicación de almagra, decoración impresa de elementos circulares o triangulares y motivos geométricos incisos y acanalados, sin decoración cardial, siguen los postulados que ya se vieran en Cueva de Santiago Chica; y lo mismo puede decirse de la industria lítica, incluyendo los útiles de piedra pulida (azuela) y ósea. Desde el punto de vista paleoambiental este final del VI milenio, se corresponde en el S de la Península Ibérica, con un periodo del Holoceno Medio que ofrece una transición bioclimática entre el periodo húmedo del 7000-5500 cal. BP, al comienzo de la aridificación posterior al 5500 cal. BP (Pérez Obiol *et al.*, 2011).

A nivel de secuencia geoarqueológica, el Perfil A proporciona como novedad la brevedad de la ocupación y su intensidad, frente a los clásicos yacimientos arqueológicos de la época, Santiago Chica, Cueva de los Murciélagos, Carigüela, Nerja o Parralejo, donde todos ellos suelen tener un largo proceso temporal que, arrancando del Neolítico Antiguo abarcan todas las etapas de este periodo, y siguen durante el Calcolítico, Bronce e incluso periodos posteriores. El Perfil A de Cueva del Ocho, en definitiva, muestra un yacimiento arqueológico de uso habitacional, breve e intensivo, probablemente más intenso al final que al principio.

Dicho carácter ocupacional, intensivo y progresivo viene reflejado en el registro sedimentario por los altos valores de fósforo, de MO, carbonatos y de susceptibilidad mágnética, tanto más acusado cuanto más reciente son las unidades del registro. La generalización de las matrices limo-arenosas, junto a la abundancia de fragmentos de carbón vegetal, pueden interpretarse como una manifestación de la síntesis de las arcillas en un contexto continuado de quemas en el yacimiento. Por su parte, la brevedad de la ocupación se sustenta, a su vez, en la horquilla cronológica obtenida entre 6160+/-30 BP y 6040 +/- 30 BP (5360-5225 cal. BC y 5210-5000 cal. BC), lo que indica una presencia antrópica durante un corto periodo de 120 años (*Conventional Radiocarbon Age*). Y, por último, la intensidad de la ocupación se refleja en la multiplicidad de unidades y episodios erosivos de la secuencia, también más acusada en la segunda parte que al principio. El entorno bioclimático mesomediterráneo del CKCS, al pie de la Ribera de la Benalija, constituye un hábitat idóneo para la obtención de recursos naturales de subsistencia que se enmarcaría en el contexto del refugio arqueológico de las cuevas del CKCS. La finalización de la secuencia es abrupta y el abandono del yacimiento y la cavidad queda sellado por una costra calcárea de edad posterior (Holoceno Medio-Superior), conformada durante la dinámica del régimen vadoso de la cueva.

Agradecimientos: Proyecto de Investigación HAR 2011-23978 y Proyecto Investigación CAREQ (Consejería de Cultura de la Junta de Andalucía).

Referencias bibliográficas

Acosta, P. (1976): "Estratigrafía, Prehistoria en la Cueva Chica de Santiago en Cazalla de la Sierra (Sevilla)". Simposium de Prehistoria Peninsular. Córdoba, Octubre de 1976.

Acosta, P. (1986): "El neolítico en Andalucía Occidental". *Homenaje a Luis Siret (1934-1984)*: 136-151.

Cortés Sánchez, M. *et al.* (2012) "The Mesolithic–Neolithic transition in southern Iberia", *Quaternary Research*, 77: 221-234.

Gavilán, B.; Vera, J.C.; Peña, L. y Mas, M. (1996): "El V y IV milenios en Andalucía Central: la Cueva de los Murciélagos de Zuheros (Córdoba)". Rubricatum, 1, *Actas del I Congreso del Neolítico en la Península Ibérica* (Gavá-Bellaterra, 1995): 323-327.

Pérez-Obiol, R.; Jalut, G.; Julià, R.; Pèlachs, A.; Iriarte, M.J.; Otto, T. y Hernández Beloqui, B. (2011): "Mid-Holocene vegetation and climatic history of the Iberian Peninsula". *The Holocene*, 21 (1): 75-93.

Rodríguez Vidal y Díaz del Olmo, F. (1994): "Macizo Hespérico Meridional. En: *Geomorfología de España*, Gutiérrez Elorza, M. (Ed.). Rueda. Madrid, 101-122.

ESTUDIO GEOARQUEOLÓGICO PRELIMINAR DE LOS DEPÓSITOS FLUVIALES DE LA TERRAZA +8M DEL RÍO MANZANARES Y DEL ANTIGUO ARROYO PRADOLONGO EN EL TRAMO FINAL DEL VALLE MEDIO DEL MANZANARES. YACIMIENTO DE LA CALLE ANTONIO LÓPEZ 241 (MADRID, ESPAÑA)

F. Tapias (1), M. Escolá (1), V. Dones (1), I. Manzano (1), F. Sánchez (1), P. J. Sanabria (1), M. A. Díaz (1), A. Expósito (1), E. Marinas (1), F. Cuartero (2), M. Alcaraz-Castaño (3), M. B. Ruiz-Zapata (4), M. J. Gil (4), J. Morín (1), P. G. Silva (5), E. Roquero (6), T. Torres (7) y J. E. Ortiz (7)

(1) Dpto de Arqueología, Paleontología y Recursos Culturales, Auditores de Energía y Medio Ambiente S.A. C/ Felipe Campos, 3, 28002 Madrid. ftapias@audema.com
(2) Dpto. de Prehistoria y Arqueología. Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Autónoma de Madrid. Avda. Tomás y Valiente, 1. Campus de Cantoblanco, UAM. 28049 Madrid. felipe.cuartero@uam.es
(3) Neanderthal Museum. Talstraße 300, 40822 Mettmann (Alemania). alcaraz@neanderthal.de
(4) Dpto. de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá. Campus Externo. Edificio Ciencias. 28871 Alcalá de Henares, Madrid. blanca.ruiz@uah.es
(5) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. Avda. Hornos Caleros, 50. 05003 Ávila. pgsilva@usal.es
(6) Dpto. Edafología, ETSI Agrónomos, Universidad Politécnica de Madrid. Avda. Complutense, 3. 28040 Madrid. elvira.roquero@upm.es
(7) Dpto. de Ingeniería Geológica y Minera, ETSI de Minas y Energía. Universidad Politécnica de Madrid. C/ Rios Rosas 21, 28003 Madrid. trinidad.torres@upm.es

Abstract (Preliminary geoarchaeological study of the +8m terrace fluvial deposits of the Manzanares River and Pradolongo stream in the final stage of the middle Manzanares valley (Madrid)): *During the execution of the two preliminary surveys required in the permit action undertaken in the plot of the Antonio Lopez street, number 241, several pieces of flint were found. These findings were primarily documented in the lower levels of polling 1. After presenting the respective communication of our findings to the competent authority, and given that the surroundings of this area host one of the richest concentrations of prehistoric sites in Madrid, we decided to conduct a series of systematic geoarchaeological and paleontological works, aimed at getting an in-depth understanding of the site.*
Palabras clave: Terraza, Paleolítico, Manzanares, Madrid.
Key words*: Terrace, Palaeolithic Manzanares, Madrid.*

INTRODUCCIÓN

Durante la ejecución los dos sondeos preliminares solicitados en el permiso de actuación llevado a cabo en la parcela situada en la calle Antonio López 241, se localizaron varias piezas de industria lítica en sílex. Este hallazgo se documentó en su mayor parte en los niveles inferiores del sondeo 1. Tras presentar la respectiva comunicación de hallazgo a la administración competente, y dado que el entorno de esta zona es una de las áreas más ricas en yacimientos prehistóricos de Madrid, se decidió realizar una serie de actuaciones geoarqueológicas y paleontológicas, encaminadas a realizar una correcta recuperación de los elementos arqueológicos, así como una completa documentación para llegar a una mejor interpretación del yacimiento.

SITUACIÓN

La actuación se ha realizado en la parcela de la calle Antonio López 241, dentro del distrito madrileño de Usera. Se localiza al final del curso medio del Manzanares, el cual coincide en la actualidad con el tramo encauzado y urbano del río. En la parte meridional de la parcela discurría el antiguo arroyo Pradolongo, el cual atravesaba los niveles de terrazas medias y bajas del Manzanares hasta desembocar en él. Justo en el margen contrario desembocaba el arroyo Abroñigal generando un gran abanico. La parcela en estudio se encuadra dentro del nivel de terraza +8 m del Manzanares.

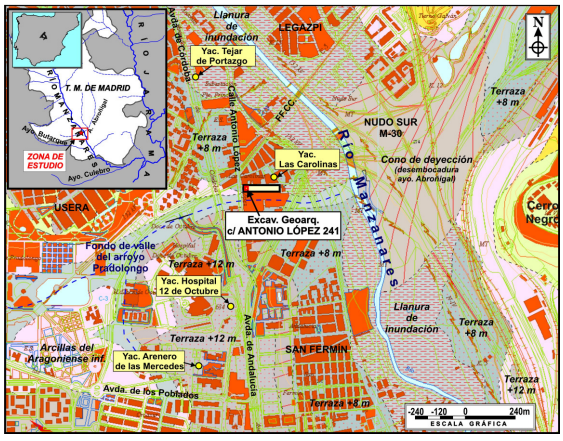


Fig. 1: Mapa geológico del entorno de la zona de estudio, donde se observa la confluencia del arroyo Pradolongo y el Abroñigal a ambos márgenes del Manzanares. Tomado de la cartografía geológica continua (GEODE) del IGME.

Históricamente se han documentado muchos yacimientos en las proximidades del curso medio e inferior del Manzanares, sobre todo en la margen derecha entre el río y la carretera de Andalucía. Por esta razón es de obligada cita los yacimientos importantes que se encuentran en el entorno de la zona de estudio, así como otros no tan representativos pero si muy próximos a la presente

excavación arqueológica. La mayor parte de los yacimientos del entorno fueron estudiados por Pérez de Barradas entre 1921 y 1936, presentando en general una industria musteriense en sus niveles basales y frecuentemente industria solutrense a techo. En primer lugar están los areneros situados al norte de la calle Antonio López, entre el Puente de Praga y el Puente de la Princesa, como son La Parra (Pérez de Barradas, 1922, 1923 y 1926; Obermaier y Pérez de Barradas, 1924; Obermaier, 1925; Enamorado, 1984a y Rus, 1987), El Sotillo (Pérez de Barradas, 1922, 1924, 1925a, 1926 y 1929; Obermaier, 1925; Wernert y Pérez de Barradas 1930 y 1932; Martínez de Merlo, 1984; Enamorado, 1984b; Rus, 1987), Huerto de D. Andrés (Pérez de Barradas y Wernert, 1921; Pérez de Barradas, 1924 y 1926; Obermaier, 1925) y Prado de los Laneros (Pérez de Barradas, 1922, 1923, 1924a, 1926 y 1933-1936; Obermaier, 1925; Rus, 1987; Baena y Carrión, 2002). En segundo lugar están los yacimientos situados entre el Puente de la Princesa y el entorno del antiguo curso del arroyo Pradolongo cerca del Nudo Sur de la M-30, como son los areneros de Almendrales y Carmen (Pérez de Barradas, 1929a), los yacimientos de López Cañamero (Pérez de Barradas y Wernert, 1921; Pérez de Barradas, 1924; Obermaier, 1925; Sánchez Sastre, 1985; Rus, 1987), Tejar de Portazgo (Pérez de Barradas y Wernert, 1921; Pérez de Barradas, 1926 y 1929a; Obermaier, 1925), Arenero de Portazgo (Pérez de Barradas y Wernert, 1921; Obermaier, 1925) y Fuente de la Bruja (Pérez de Barradas, 1922, 1923, 1926 y 1929a; Obermaier, y Pérez de Barradas, 1924; Obermaier, 1925; Hernández Pacheco, 1956). En el entorno más próximo a la zona de estudio a ambos márgenes del arroyo Pradolongo y la Avenida de los Poblados, se encuentran los yacimientos de Parque Pradolongo (Pérez de Barradas, 1922c, 1923, 1926 y 1929a Priego y Quero, 1980; Priego 1982), Arenero de Sangrería (Pérez de Barradas, 1936), Las Carolinas (Obermaier, 1917; Pérez de Barradas y Wernert 1921a; Pérez de Barradas, 1926 y 1929), Arenero de Santiago (Pérez de Barradas, 1936), Casa del Moreno (Pérez de Barradas y Wernert 1921; Pérez de Barradas, 1922, 1923, 1924, 1926, 1929a y 1933-36; Obermaier y Pérez de Barradas, 1924; Obermaier, 1925; Fernández de Rojas, 1982), Arenero Martínez (Pérez de Barradas, 1933-36); Arenero de Barbas (Royo y Gómez, 1935) y el Arenero de las Mercedes o de Los Rosales (Pérez de Barradas, 1926). Un yacimiento reciente e importante del entorno es del Doce de Octubre (Silva et al, 2008; López-Recio et al., 2008), aunque se corresponde a depósitos de terraza más antiguos y con cota más alta que los del presente estudio.

La mayoría de estos yacimientos están ubicados en las terrazas bajas del Manzanares y se enmarcan sobre todo dentro del Pleistoceno superior, inscribiéndose mayormente entre el final del Paleolítico medio y el Paleolítico superior, encontrándose por lo general industria musteriense en los niveles inferiores y solutrense en los tramos superiores (Baena y Conde 2002; Tapias et al., 2012; Fernández y Velasco, 2013).

METODOLOGÍA

Se decidió ampliar el sondeo 1 en el que habían aparecido las piezas de industria lítica, actuando sobre una plataforma de unos 220 m² aproximadamente. La superficie se dividió en cuadrículas de 2x2 metros, denominándolas con números en horizontal y con letras en vertical. Se planteó una excavación manual de los niveles arqueológicos fértiles, contextualizándolos estratigráficamente dentro de las secuencias fluviales de la terraza +8 m o de las secuencias aluviales-fluviales del fondo de valle o de la llanura aluvial del arroyo Pradolongo.

Como límite inferior de la excavación se ha tomado el contacto erosivo de estos materiales fluviales con las arcillas verdosas miocenas del Aragoniense medio-inferior que componen el sustrato basal de las cuadrículas excavadas. La profundidad excavada en las cuadrículas varía entre 1-1,2 m en las cuadrículas A1, A2, A3, B3, C3, D3 y E3 y los 1,6-1,7 m en las cuadrículas B1, B2, C1 y D1.

El 80% del sedimento procedente de la excavación manual ha sido cribado para evitar la pérdida de piezas.

Para completar el estudio, además se han tomado 3 muestras para análisis micropaleontológico de la UE 4, UE 2a y UE 2b, otras 10 submuestras para análisis palinológico, 6 muestras para análisis sedimentológico, 6 muestras de datación OSL-TL y una datación por racemización de aminoácidos de un resto dental de *Equus* encontrado durante la excavación.

DESCRIPCIÓN ESTRATIGRÁFICA E INDUSTRIA LÍTICA

De techo a base se han documentado de forma general las siguientes unidades estratigráficas:

- **Tramo superior (1,2 m) y nivel superficial**. Aparecen arenas gruesas y medias de color claro a blanquecino muy laminadas, correspondientes al suelo y a la última secuencia fluvial de la terraza +8 m del Manzanares. Se encuentran casi en su totalidad por encima de la cota de excavación manual, donde apenas alcanzan 5 cm. Esta UE superficial ha proporcionado un total de 7 piezas de industria lítica.

- UE 1 (entre 10 y 50 cm): Es la última secuencia fluvial del arroyo Pradolongo documentada en la excavación. Se compone de base a techo por gravillas de cantos blandos y cuarcitas con arenas muy gruesas a gruesas con acusada laminación (UE 1b). A techo aparece un nivel de limos con tramos arenosos y arcillosos (UE 1a). La UE 1b ha proporcionado un total de 25 piezas talladas, dentro de las cuales, y siempre según las descripciones preliminares de campo, son mayoritarios los fragmentos (n= 10) y las lascas (n= 7), seguidos de núcleos (n= 3), debrís (n= 2), útiles (n= 2) y un fragmento de lasca. La UE1a ha proporcionado solo 5 piezas, de las cuales 3 son fragmentos indeterminados.

- UE 2 (50 a 70 cm en el perfil norte y este): Se trata de la penúltima secuencia fluvial del Pradolongo,

documentada en la excavación. Se compone de base a techo por un nivel de unos 20 a 30 cm (UE2b) de gravillas de cantos blandos y cuarcitas con arenas muy gruesas a gruesas con acusada laminación (cruzada planar y de surco). Hacia el perfil norte y este aparecen barras de gravas. En las cuadrículas del norte y del este aparece un nivel de limos con tramos arenosos y arcillosos (UE 2a) que puede alcanzar cierta potencia (entre 20 y 40 cm). La UE 2a ofrece 7 piezas, de las cuales 2 son fragmentos indeterminados, y el resto se reparten en casos únicos de un debris, un bloque natural de sílex, 1 fragmento de lasca, una lasquita laminar y un útil. La UE 2b ha proporcionado un total de 30 piezas que se reparten entre lascas (n= 12) fragmentos de lasca (n= 10), fragmentos indeterminados (n= 4), debris(n= 2), un núcleo y un fragmento de lámina.

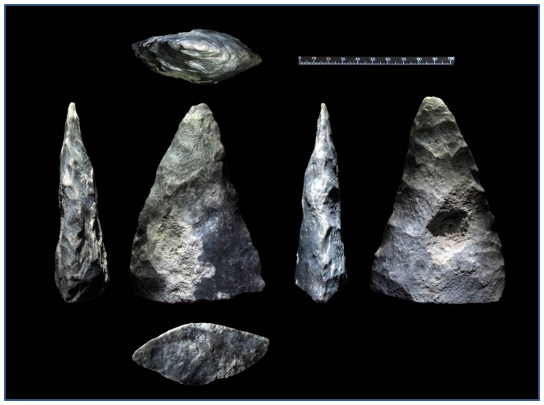


Figura 2: UE 4. Fragmento distal de bifaz de tipo lanceolado. Sus extracciones aplanadas en series paralelas indican el probable empleo de percutor blando en su configuración. La fractura basal fue causada probablemente por la última de las extracciones (lateral inferior izquierdo del plano cortical convexo). Incidencia alta de rodamiento.

- UE 3 (entre 20 y 80 cm en el perfil norte y este): Se trata de la secuencia fluvial basal del arroyo Pradolongo, documentada en la excavación. Se compone de barras laterales que se van superponiendo o disectando hacia el este, son de distinta constitución granulométrica y composicional tanto de arenas, de gravillas, de gravas y de cantos blandos. También se han documentado varios niveles lentejonares de limos en la parte superior de esta unidad, sobre todo hacia el norte en los perfiles de las cuadrículas A1, A2 y A3, así como en la E1 al sur. La UE 3 ha proporcionado un total de 88 piezas de industria lítica de las cuales la mayor parte corresponden a fragmentos indeterminados (n= 40) y lascas (n= 37). Se documentan dos núcleos de los cuales uno presenta una morfología discoide más un fragmento de núcleo, un debrís, 3 fragmentos de lasca y dos útiles.

- UE 4 (50 a 70 cm): Se trata de la secuencia fluvial basal de la terraza +8 m del Manzanares de la zona excavada perteneciente al Manzanares. Se compone fundamentalmente de tramos arenosos con gravas. En las cuadrículas B1, B2, C1 y D1 se ha documentado un nivel de gravas de cantos con matriz arenosa-arcillosa que suele alcanzar los 20-30 cm de espesor y que marcan el contacto erosivo con las arcillas miocena inferiores. La UE 4 ha ofrecido un total de 115 piezas de industria lítica, lo que hace de esta unidad la más rica en material de las documentadas en el yacimiento. Aparte de los fragmentos indeterminados que son relativamente numerosos (n=38), la parte principal de este conjunto lo componen las lascas (n= 45) y los fragmentos de lasca (n= 21). Los núcleos (n= 7) y los útiles (n= 4), a pesar de ser escasos suponen también una muestra mayor que en el resto de UEs. Como productos característicos destacan las lascas desbordantes (n= 4) y las de tipo kombewa, que tienen su correlato en los núcleos de tipo discoide y núcleos kombewa (n= 3) con extracción única.

INTERPRETACIÓN

Del total de 277 piezas de industria lítica recuperadas en la excavación, no existen elementos característicos que puedan atribuirse de manera unívoca al Paleolítico superior, como cabría esperar en la terraza +8 m del Manzanares. El material que puede ser relacionado con tecnología laminar se limita a un fragmento proximal de posible lámina y dos lasquitas laminares difícilmente clasificables como laminitas. En dos lascas desbordantes se aprecian negativos en el dorso que podrían permitir relacionarlos con extracciones de tipo tableta, aunque sin ninguna certeza, ya que constan de pocos negativos con contrabulbos marcados (indicativos de percutor duro). En algunas lascas de perfil curvo y espesor reducido (UEs 2b y 3) se observan negativos de carácter centrípeto que podrían relacionarse con estrategias de configuración bifacial de tipo foliácea, si bien su número es escaso y los talones poco diagnósticos de una percusión elástica, como la que normalmente se requiere en la elaboración de estas piezas. En estos mismos niveles se identifica un fragmento distal de lasca sobrepasada con aspecto de preforma de foliácea.

Considerando el elevado número de piezas con una alteración en diferentes grados de desarrollo y el contexto sedimentario fluvial marcado por sucesiones de arenas y limos, es razonable suponer que estamos ante una acumulación de tipo palimpsesto. En dicho palimpsesto se habrían acumulado algunos elementos de probable (aunque dudosa) atribución solutrense, especialmente en la base (UEs 3 y 4), combinados con un material levemente rodado que podríamos atribuir al final del Paleolítico medio, cuya presencia se hace más notable desde la UE 3 y hacia la parte superior de la secuencia. Todos estos elementos aparecen combinados con piezas de posible atribución más arcaica, como el bifaz y núcleos de morfología ortogonal, cuyos estados de superficie indican un arrastre más prolongado. El área excavada, en la que priman materiales de adscripción musteriense, y en escasa medida y con grandes dudas algunas piezas de posible atribución más reciente, posee por lo tanto un escaso grado de conservación.

Según el estudio micropaleontológico y zooarqueológico del conjunto de restos faunísticos recuperados en la excavación, y tras el análisis de las muestras tomadas, sólo se puede destacar la presencia de un conjunto óseo dominado por fauna indeterminable en el que sólo se han podido identificar restos de *Equus*, un gran bóvido, Lagomorpha y/o Rodentia y tortuga. Al ser una fauna

tan adaptable no nos permite hacer interpretaciones de tipo ecológico, tan sólo decir que nos encontraríamos con unos medios de tipo abierto aptos para el caballo y otro más boscoso más apropiado para el conejo. Bioestratigráficamente tampoco podemos precisar mucho, al ser faunas que están presentes tanto en el Pleistoceno medio como en el Pleistoceno superior de esta región. Taxonómicamente no se puede hacer una descripción más detallada, ya que el grado de rodamiento y alteración es muy elevado, sugiriendo una procedencia externa a la de su situación actual. Por tanto, puede deducirse que el conjunto faunístico se encuentra en posición derivada, y no tiene por qué estar directamente relacionado con la industria lítica con la que aparece asociada. Estas conclusiones se basan en el elevado grado de rodamiento que tienen los huesos. La datación por racemización de aminoácidos de un resto dental de *Equus* encontrado durante la excavación ha dado una edad de 359,5 Ka (Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular, ETSI Minas, Informe nº 152). Esta edad no se corresponde con la cronología más reciente atribuible a la terraza de + 8m. Este dato, junto con un resto de tortuga miocena, hace ver el grado de reelaboración tafonómica de los elementos paleontológicos, así como de la posición derivada de los elementos arqueológicos.

Figura 3: Molar inferior, posiblemente de Equus Caballus, en cuyos restos de dentina se ha realizado el procedimiento de datación por racemización de aminoácidos

Según los espectros polínicos que conforman la secuencia analizada y su evolución, se puede deducir que la estructura de la vegetación refleja una clara tendencia hacia la instalación de paisajes abiertos. Este proceso se produce en la secuencia de un modo cíclico. Los cambios de los taxones arbóreos dominantes reflejando una pérdida progresiva de la tasa de humedad, la composición del estrato herbáceo y su evolución, corroboran la instalación de unas condiciones más secas.

CONCLUSIONES

Los resultados de los análisis y estudio preliminares realizados hasta el momento indican que los componentes que conforman los depósitos excavados, tanto los elementos litológicos, como arqueológicos y paleontológicos, han sufrido un elevado grado de rodamiento y alteración, sugiriendo por tanto que se encuentra en posición derivada. Por ello, no podemos certificar que los productos de industria y los restos de fauna se encuentren directamente relacionados. Esta circunstancia está condicionada por la mezcla de depósitos fluviales de distinto origen que se han documentado en la excavación. Por un lado, desde el Oeste vienen los aportes del arroyo Pradolongo atravesando las terrazas pleistocenas y arcillas miocenas, y por otro desde el Norte viene el aporte del Manzanares.

Los resultados de las dataciones que se están llevando a cabo, permitirán indicar la franja temporal en la que se generaron estos sedimentos, comparando estas edades con otras estimadas para la terraza +8 m del Manzanares y con las edades asignadas a los yacimientos históricos cercanos, evaluando la tendencia hacia la instalación de paisajes abiertos para las edades de formación de los depósitos excavados, como indican los resultados de la analítica palinológica.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por MERCADONA con plena colaboración, cumpliendo con las indicaciones recibidas por la Dirección General de Patrimonio Histórico de la Comunidad de Madrid, referente al correspondiente informe de comunicación de hallazgo (Expediente: RES/0245/2014).

Referencias bibliográficas

Baena, J. y Carrión, E. (2002). Los materiales solutrenses. En *La Colección Bento del Museu d'Arqueologia de Catalunya. Una nueva mirada a la prehistoria de Madrid.* (C. Blasco Bosqued, Coord.): Museu d'Arqueologia de Catalunya. Barcelona (España), 79-130.

Baena, J., Conde. C., Gamazo, M., Sesé, C. y Soto, E. (2002). Repertorio de yacimientos paleolíticos del Manzanares y del Jarama. En *Bifaces y Elefantes. La investigación del Paleolítico Inferior en Madrid. Zona Arqueológica* 1. (J. Panera y S. Rubio Eds.). Madrid (España), 461-491.

Enamorado, J. (1984). Las facies del Musteriense en el valle del Manzanares según Pérez de Barradas: bases para una revisión. *Estudios de Prehistoria y Arqueología Madrileñas*, 3. Madrid (España), 11-31.

Enamorado, J. (1984a). El Esbaikiense: sus implicaciones en la definición de una facies del Musteriense en el valle del Manzanares. *Trabajos de Prehistoria*, 41. Madrid (España), 293-303.

Fernández de Rojas, C. (1982): La Casa del Moreno: un yacimiento del Paleolítico medio en el valle del Manzanares. *Memoria de Licenciatura.* Universidad Complutense de Madrid. Inédita. Madrid (España).

Fernández, A. y Velasco, A. (2012). El Solutrense en Madrid (España): Análisis bibliográfico y comparativo. E*spacio, Tiempo y Forma* Serie I, Nueva época Prehistoria y Arqueología, t. 5.UNED. 119-129.

Hernández-Pacheco, F. (1956). Bos primigenius en la segunda terraza del Manzanares. *Boletín de la Real*

Sociedad Española de Historia Natural, 54. Madrid (España), 22-23.

López Recio, M.; Silva, P.G.; Cuartero, F.; Martín, D.; Tapias, F.; Alarcón, A.; González, F.M.; Lázaro, A.; Morín, J.; Yravedra, J.; Burjachs, F.; Expósito, I. (2008). El yacimiento paleolítico del 12 de Octubre (Villaverde, Madrid). *Actas de las Quintas Jornadas de Patrimonio Arqueológico en la Comunidad de Madrid: "Los Primeros pobladores: arqueología del Pleistoceno"*. Museo Arqueológico Regional. Alcalá de Henares, Madrid (España), 225-239.

Martínez de Merlo, A. (1984). El Paleolítico superior en el Valle del Manzanares: El yacimiento de El Sotillo. *Boletín del Museo Arqueológico Nacional,* II. Madrid (España), 47- 68.

Obermaier, H. (1925). El Hombre Fósil (2ª edición refundida y ampliada). *Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas*, Memoria 9. Museo Nacional de Ciencias Naturales. Madrid (España).

Obermaier, H. y Pérez de Barradas, J. (1924). Las diferentes facies del Musteriense español y especialmente de los yacimientos madrileños. *Revista de la Biblioteca, Archivo y Museo,* 1 (2).Madrid (España), 143-177.

Pérez de Barradas, J. (1922). Yacimientos paleolíticos del valle del Manzanares (Madrid). Memoria acerca de los trabajos practicados en 1920-1921. *Memorias de la Junta Superior de Excavaciones y Antigüedades,* 42. Madrid (España).

Pérez de Barradas, J. (1923). Yacimientos paleolíticos del valle del Manzanares y del Jarama (Madrid). Memoria acerca de los trabajos practicados en 1921-1922. *Memorias de la Junta Superior de Excavaciones y Antigüedades*, 50. Madrid (España).

Pérez de Barradas, J. (1924). Yacimientos paleolíticos del valle del Manzanares (Madrid). Memoria acerca de los trabajos practicados en 1922-1923. *Memorias de la Junta Superior de Excavaciones y Antigüedades*, 60. Madrid (España).

Pérez de Barradas, J. (1925): Prehistoria. *Cartilla de Divulgación.* Ayuntamiento de Madrid, Imprenta Municipal. Madrid (España).

Pérez de Barradas, J. (1926). Estudios sobre el terreno cuaternario del valle del Manzanares (Madrid). Ayuntamiento de Madrid, Imprenta Municipal. Madrid (España).

Pérez de Barradas, J. (1929a). Los yacimientos prehistóricos de los alrededores de Madrid. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España,* LI. Madrid (España), 155-322.

Pérez de Barradas, J. (1933-1936). Nuevos estudios de Prehistoria madrileña: la colección Bento. *Anuario de Prehistoria Madrileña,* IV-V, 1-90.

Pérez de Barradas, J. y Wernert, P. (1921). Excursión geológica por el valle inferior del Manzanares. *Boletín Sociedad Ibérica de Ciencias Naturales,* XX (III). 138-158.

Priego, C. (1982). José Pérez de Barradas: in memoriam. *Estudios de Prehistoria y Arqueología Madrileñas,* 1. Madrid (España), 11-18.

Priego, C. (1984). Actividades de la Sección arqueológica del Museo durante 1983. *Estudios de Prehistoria y Arqueología Madrileñas*, 3. Madrid (España), 191-192.

Priego, C. y Quero Castro, S. (1980). El patrimonio arqueológico de Madrid: propuestas para su protección. *II. Jornadas de Estudios sobre la Provincia de Madrid* (1980). Diputación Provincial de Madrid. 106-110.

Royo Gómez J. (1935) Descubrimiento de bisonte y rinoceronte en el Cuaternario de Madrid. *Boletín de la Real Sociedad de Historia Natural,* XXXV: 235-236.

Rus, I. (1987): El Paleolítico. En 130 Años de Arqueología Madrileña. Real Academia de Bellas Artes de San Fernando. Madrid (España), 20-43.

Silva, P.G.; López Recio, M.; González Hernández, F.M.; Tapias, F.; Alarcón, A.; Cuartero, F.; Expósito, A.; Lázaro, I.; Manzano, I.; Martín, D.; Morín, J. & Yravedra, J. (2008). Datos geoarqueológicos de la terraza compleja del Manzanares entre el sector del 12 de Octubre y la desembocadura del arroyo Butarque (Villaverde, Madrid). *Cuaternario y Geomorfología*, 22. Madrid (España), 47-70.

Tapias, F.; López Recio, M.; Manzano, I.; Alcaraz, M.; Morín, J.; Sesé, C.; Dapena, L.; Alarcón, A.; Yravedra, J.; Arteaga, C. (2012). Geoarqueología y paleontología de los depósitos del Pleistoceno Superior del antiguo Arroyo Abroñigal (Cuenca del Manzanares, Madrid): el yacimiento del Puente de los Tres Ojos.: Cuaternario y Geomorfología, Volumen: 26 (1-2). 105-132.

Wernert, P. y Pérez de Barradas, J. (1921). Yacimientos paleolíticos del valle del Manzanares (Madrid). Trabajos realizados en 1919-1920. *Memorias de la Junta Superior de Excavaciones y Antigüedades*, 33. Madrid (España).

Wernert, P. y Pérez de Barradas, J. (1930). El yacimiento paleolítico de El Sotillo (Madrid). *Anuario de Prehistoria Madrileña,* I: 37-95.

Wernert, P. y Pérez de Barradas, J. (1932). El yacimiento paleolítico de El Sotillo (Madrid). *Anuario de Prehistoria Madrileña,* II-III: 13-60

EFECTOS DESTRUCTIVOS POR INUNDACIONES RELÁMPAGO SOBRE CIVILIZACIONES AGRARIAS (SIGLOS VII Y VIII). BORDE ORIENTAL DE SIERRA NEVADA, CUENCA DE GRANADA

F.J. Roldán [(1)], J. Puertas García [(2)], R. Turatti Guerrero [(2)], J.M. Azañón [(3)], M.E. Puertas García [(4)], R.M. Mateos [(1)]

(1) Instituto Geológico y Minero de España. Urb. Alcázar del Genil, 4-Edif. Zulema, Bajo, 18006, Granada, España., , fj.roldan@igme.es, rm.mateos@igme.es
(2) Trívium. Arqueología y gestión del patrimonio. C/ Ceniceros nº 25, 18010, Granada. España. rafaturatti@gmail.com, jesuspuertasg@gmail.com
(3) Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada 18071 Granada. jazanon@ugr.es
(4) Departamento de Mecánica de Estructuras e Ingeniería Hidráulica. Universidad de Granada. Avenida de Fuentenueva s/n, 18071, Granada, España. epuertas@ugr.es

Abstract (Destructive effects of flash floods on agricultural civilizations (7th and 8th centuries) seated on alluvial fans of eastern fringe of Sierra Nevada, Granada Basin): *The denudation of Sierra Nevada contributed to the formation of 4 main alluvial fan-bodies 7.13 million years ago in the eastern fringe of the range. Some of them present new coalescing alluvial fans in recent times. This is the case of San Jerónimo and Beiro rivers, which are located in the northern part of the city of Granada. We have recognized two devastating events of flash flooding on agricultural settlements dated from archaeological remains between 750 and 850 a.C (Emiral times). In this work we present a sedimentological description of the alluvial fans. We also provide details about damages in the settlement their relationship with the flash flooding events and how these events have conditioned the final location of the settlements.*

Palabras clave: Abanicos aluviales, inundaciones, restos arqueológicos, Granada
Key words*:* Alluvial fans, flash-floodings, archaeological remains, Granada

INTRODUCCIÓN

Las inundaciones relámpago por avenidas torrenciales se producen en el ámbito de Granada con bastante frecuencia. La más reciente, del pasado octubre de 2014, anegó sectores de la parte baja de la ciudad, inundando gran parte del casco urbano y produciendo daños de consideración en diversos comercios.

Granada situada al pie de Sierra Nevada, con varios ríos importantes y numerosos arroyos y barrancos que drenan sus aguas y sedimentos hacia la Vega, actúa de barrera física frente a las grandes crecidas que provoca su red fluvial. El registro histórico contempla numerosas inundaciones desde la época árabe en el siglo XV hasta la actualidad. Espectaculares fueron las avenidas de los años 1958 y 1963 en Granada, que ocasionaron grandes destrozos en la ciudad. Sin embargo, apenas si se tienen datos históricos anteriores a estas fechas.

La mayoría de los estudios arqueológicos en el entorno a Granada y su Vega, se han centrado en el conocimiento del periodo de ocupación islámico. Esto sucede por las escasas evidencias arqueológicas que existen de la segunda mitad del S-VII y la primera del S-VIII (periodos Tardo Antiguo y Emiral). Estos dos periodos se solapan al coexistir poblaciones de distintos ámbitos culturales, con dedicaciones a un fin agrícola común. Por tanto se suceden situaciones de convivencia (Álvarez, 2005).

Los dos periodos cronológicos se han puesto de manifiesto en el área de estudio, por excavaciones en la construcción de la Ciudad Deportiva del Granada CF. El sesgo entre ambos periodos se produce porque existen dos momentos de ocupación diferentes. El primero ocurre por el abandono forzoso de la ocupación de la zona, a causa de un desastre natural provocado por un arrasamiento importante de sedimentos. Le sigue una intensa sequía, nueva urbanización del espacio por otros pobladores y posterior abandono.

El conocimiento de las arquitecturas arqueológica y estratigráfica, determina las etapas de evolución temporal entre asentamientos y sedimentación (Lozano, et al., 2012).

En este trabajo se describen dos sistemas de abanicos aluviales coalescentes, formados por el barranco de San Jerónimo, el río Beiro y otros arroyos secundarios. Se indica la estratigrafía de estos abanicos, su extensión, los daños ocasionados a las construcciones antiguas y el tiempo en que acontecieron estos eventos.

MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca de Granada se encuentra en la Cordillera Bética separando dos dominios geodinámicos, las Zonas Externas al norte y oeste, y las Zonas Internas al este y sur. El sector de estudio se sitúa en el borde oriental de Sierra Nevada constituido por dos complejos metamórficos: Alpujárride y Nevado Filábride. En el Tortoniense superior, hace 8,3 millones de años, el mar comunicaba la cuenca de Granada con la de Guadix, dejando parte del macizo de Sierra Nevada emergido. A partir de 7,1 M.A. se produce un levantamiento progresivo de Sierra Nevada, que individualiza la Cuenca de Granada y

produce diferentes abanicos aluviodeltaicos hasta época reciente (Fig. 1).

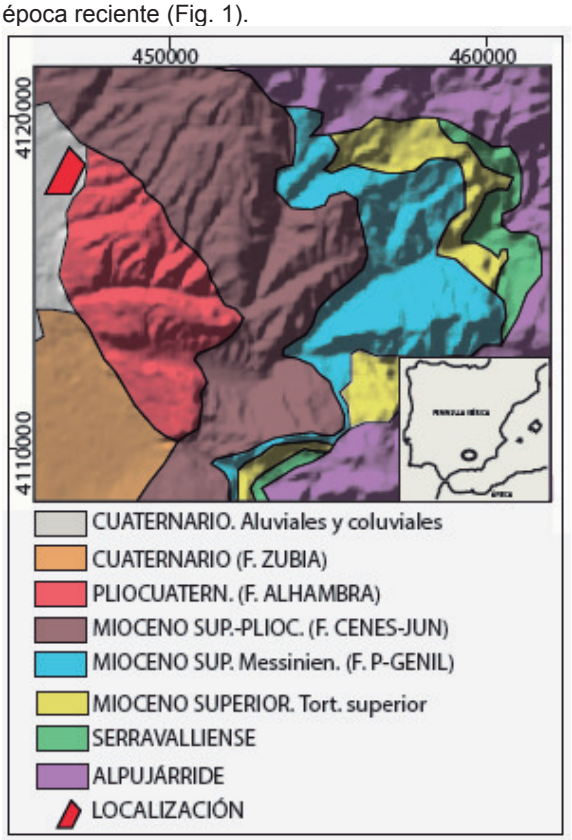


Fig. 1: Mapa geológico general con la localización del área estudiada

Estos abanicos aluvio-deltaicos se han descrito en la bibliografía tradicionalmente como formaciones estratigráficas. Así pues, de muro a techo son cuatro: "Blockformation" (Von Drasche, 1879) o Formación Pinos Genil (Donoso, 1967). Formación Cenes-Jun. Formación o Conglomerado Alhambra (Von Drasche, 1879) y Formación Zubia. La Formación Dúdar descrita por Rodríguez-Fernández (1982), corresponde a la parte alta de la Formación Pinos Genil. Las edades de estos sistemas de depósito, van desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario (Fig. 1). Sin embargo, la dinámica actual del relieve con el consiguiente levantamiento de la Sierra y una importante incisión del relieve ha condicionado la generación de otros sistemas de abanicos más recientes.

SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

Se han analizado las plantas de poblados de edad Tardo Antiguo y Emiral que se hallan situadas unos 2 kilómetros al norte de la ciudad de Granada. Junto a la carretera que va a las localidades de Jun y Alfacar.

Desde el punto de vista geológico se encuentran sobre un abanico aluvial formado en la desembocadura del barranco de San Jerónimo. Este barranco, junto al río Beiro, y otros paralelos a estos, dibujan una orla de abanicos coalescentes que suavizan la pendiente con los sedimentos subhorizontales fluviales de la Vega de (Fig. 2).

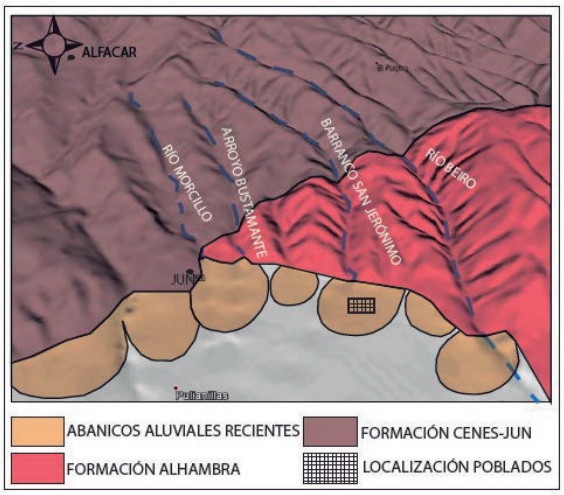


Fig. 2: Mapa geológico local del área estudiadas. Situación de la planta de los poblados Tardo Antiguo y Emiral

El barranco de San Jerónimo discurre por las formaciones Cenes-Jun y Alhambra, que las erosiona y forma un relieve acarcavado. Los sedimentos procedentes de estas formaciones son los que alimentan estos abanicos recientes. La F. Cenes-Jun en el área estudiada, está formada por secuencias de orden métrico de conglomerados, arenas y limos de colores grises y amarillentos, siendo estos últimos más abundantes hacia la parte alta de la secuencia. La F. Alhambra situada sobre la anterior también forma una megasecuencia de conglomerados, arenas, limos y arcillas rojizas. Los cantos de los conglomerados y arenas de ambas formaciones, suelen ser predominantemente carbonatados ya que proceden de la Sierra de Alfacar (dolomías alpujárrides y calizas subbéticas). Los limos grises y arcillas rojas, corresponden a las partes más distales de los abanicos aluvio-deltaicos de las dos formaciones mencionadas.

ESTRATIGRAFÍA Y GEOARQUEOLOGÍA

La excavación geoarqueológica efectuada en el área de estudio ha permitido diferenciar dos periodos en los que se divide el yacimiento. El primer nivel cronológico corresponde a la segunda mitad del S-VII, periodo Tardo Antiguo formado por trece unidades estructurales. El segundo nivel corresponde a la primera mitad del S-VIII, periodo Emiral, compuesto por seis unidades estructurales (Tabla 1).

PERIODO EMIRAL	UNIDAD ESTRUCTURAL-1 A U. ESTRUCTURAL-6
EVENTO GEOLÓGICO	SEQUÍA
EVENTO GEOLÓGICO	INUNDACIÓN DE ALTA INTENSIDAD
PERIODO TARDO ANTIGUO	U. ESTRUCTURAL-1 A U. ESTRUCTURAL-14
EVENTO GEOLÓGICO	SEQUÍA
EVENTO GEOLÓGICO	INUNDACIÓN DE BAJA INTENSIDAD

Tabla 1. Orden cronológico y unidades estratigráficas para cada evento

Estas excavaciones arqueológicas realizadas a partir de zanjas de entre 2 y 4 metros de profundidad,

muestran distintas secuencias de limos y arcillas de tonos grises con pasadas de gravas y arenas de espesor centimétrico a decimétrico con granoselecciones inversas. Estas secuencias son características de flujos densos de sedimentos distribuidos por inundaciones de abanicos aluviales. Además se han localizado, mediante zanjas, facies canalizadas que corresponden a los canales distributarios de estos abanicos, que enlazan con la misma dirección del canal fluvial del barranco de San Jerónimo (Fig. 3).

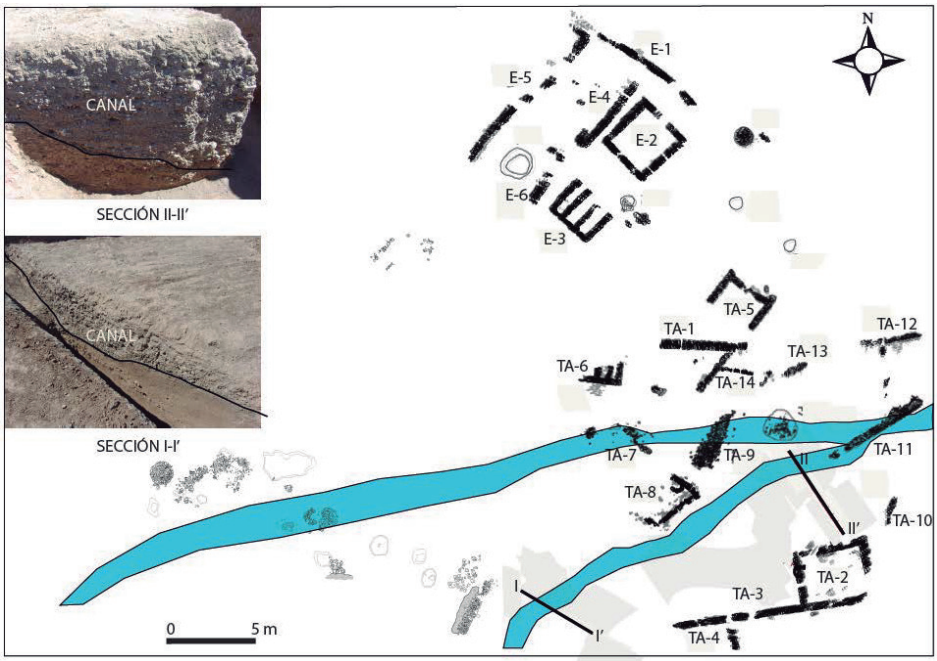


Fig. 3: Asentamientos Tardo Antiguo (TA) y Emiral (E). Red de canales del abanico aluvial. En las fotos morfología de los canales

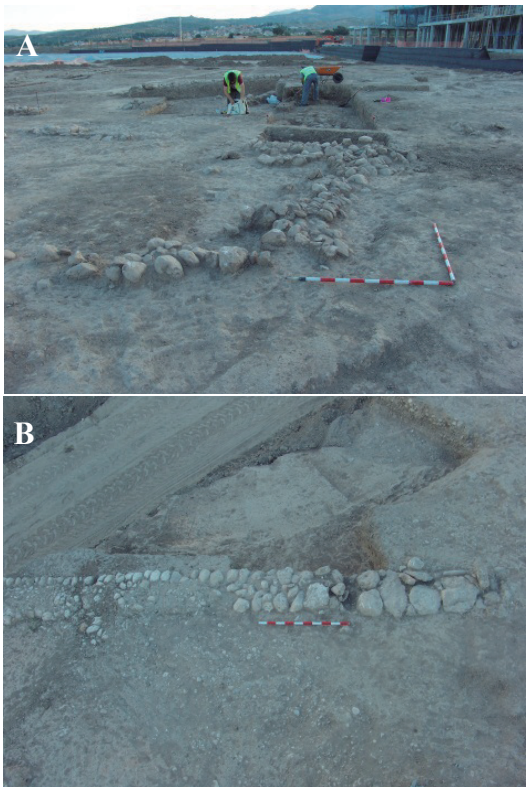


Fig. 4. Muros con diverso grado de roturas. A) Muros rotos y desplazados por la arroyada. B) Muros rotos con elementos de mampostería esparcidos

El asentamiento TA se circunscribe a la zona canalizada de los abanicos aluviales. En este sector, las unidades estructurales que pertenecen a habitaciones, muestran los muros con roturas y desplazamientos significativos (Fig. 4 A). En otros casos los muros también están rotos y los elementos de la mampostería caídos y esparcidos (Fig. 4 B).

En el periodo Emiral las estructuras existentes no tienen ningún tipo de deformación, no se reconocen impactos posteriores a su construcción. Estos asentamientos se desplazaron fuera de las zonas canalizadas, más al norte de las del periodo TA. Después del evento de sequía se asentaron y construyeron las edificaciones sobre los sedimentos arcillosos fuera de la influencia de los canales distributarios.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Mediante el análisis de las secciones estratigráficas y de las unidades estratigráficas arqueológicas se muestra una secuencia de eventos geológicos periódicos. Se produjeron eventos con arroyadas de gran intensidad, formación de abanicos aluviales, a los que siguieron eventos de sequía. Durante la segunda mitad del S-VII se halla el asentamiento Tardo Antiguo (TA), ubicado en zonas donde los abanicos aluviales disponen de sus partes más canalizadas. Para la primera mitad del S-VIII, el asentamiento Emiral se vio escasamente afectado por nuevas arroyadas de los abanicos aluviales, al estar ligeramente desplazado hacia el norte fuera de la influencia de las zonas de canal.

Las secuencias estratigráficas con granoselecciones inversas, propias de un tamizaje cinético, muestran las características del depósito de los abanicos aluviales. La presencia de estratos de base canalizada, puesta de manifiesto por la ejecución de

varias zanjas, ha permitido dibujar el área de influencia de los canales distributarios de los abanicos. En este caso, los que corresponden a la desembocadura del barranco de San Jerónimo. Este evento sedimentario de gran intensidad, marca la destrucción del primer poblado (periodo TA). Cuando el evento anterior finaliza, se produce el asentamiento del segundo poblado, periodo Emiral, construido sobre la propia pendiente de la avenida de sedimentos precedente.

El asentamiento de la población en el periodo Tardo Antiguo, muestra 14 unidades estructurales que dan información sobre los procesos geológicos acaecidos. Las estructuras pertenecientes a habitaciones con muros desplazados y formados por mampuestos conservados a nivel de cimentación, TA13 y TA14 (Fig. 3), confirman una gran inundación por arroyada de sedimentos. La desembocadura del barranco de San Jerónimo anegó casi la totalidad de la superficie del asentamiento, formando abanicos aluviales de gran impacto sobre estas estructuras. Las grandes afecciones se ponen de manifiesto por el estado ruinoso de las estructuras, especialmente en las zonas donde se advierten los canales de los abanicos. En sectores fuera de los canales las construcciones se conservan aceptablemente.

Probablemente los asentamientos del periodo TA, situados en zonas de canales, ocurrieran por la disponibilidad cercana de agua. Hay encachados de piedra en forma de canal con balsas adjuntas que inducen a pensar en la recogida de agua. El uso del agua para la agricultura era un aspecto esencial, como lo sigue siendo en la actualidad con los evidentes riesgos de inundaciones que conlleva.

Los asentamientos en el periodo Emiral migran ligeramente hacia el norte, desplazándose de las zonas de canal. Probablemente en esta época las civilizaciones eran conscientes del riesgo de avenidas que se producían en la zona. Por ello el poblado se alejó de la zona de influencia de máxima arroyada.

De acuerdo con los datos expuestos, este evento catastrófico puede datarse alrededor de los 1200 años.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado con los proyectos de investigación CGL2011-29920 y CSD2006-00041 TOPOIBERIA CONSOLIDER-INGENIO 2010 del Plan Nacional de Investigación Científica, Desarrollo e Innovación Tecnológica 2008-2011.

Referencias bibliográficas

Álvarez, J.J. (2005). Memoria de la intervención arqueológica en el yacimiento altomedieval del Cerro de la Verdeja, Huétor Tájar, Granada.

González-Donoso, J.M. (1967). Estudio geológico de la Depresión de Granada. Tesis Doctoral, Dpto. de Paleontología, Univ. De Granada. Inédita.

Lozano, J.A.; García, D.; Morgado, A.; Berdejo, A.; Obón, A.; Adroher, A.; Rodríguez, M.; Martín-Flórez, J.S.; Laffranchi, Z.; Jiménez-Moreno, G.; Navarro-Navarro, J. y Martín-Algarra, A. (2012). Geoarqueología del yacimiento Agua de Cartuja-10: una aproximación a la evolución del paisaje durante el Holoceno final en Granada. *Geogaceta*, 52. 93-96.

Rodríguez-Fernández, J. (1982). *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral Universidad de Granada. 224 pp.

Von Drasche, R. (1879). Bosquejo geológico de la zona superior de Sierra Nevada. *Bol. Com. Del Mapa Geol. De España*. 353-388.

ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DEL LEGADO SEDIMENTARIO EN LA FRONTERA ENTRE LOS REINOS CASTELLANO Y NAZARÍ (ARROYO SALADO DE LARVA, ALTO GUADALQUIVIR, S. XIII-XV)

F. García-García [(1)], Julio Calero [(1)], F. Pérez-Valera [(2)], Sánchez-Gómez, M. [(1)], Sánchez-Rodrigo, F. [(3)]

(1) Departamento de Geología, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas, 23071-Jaén. fegarcia@ujaen.es
(2) Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra (CEAC-Tierra), Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas, 23071-Jaén.
(3) Departamento de Física Aplicada, Universidad de Almería, E-04120-Almería.

"tierras negras las va parando" (v. 938)
"tajávales las huertas e fazíales grand mal, en cada uno destos años" (v. 1172)
Cantar del Mío Cid (anónimo, 1207)

Abstract (Geomorphology of the sediment legacy of three centuries of military territory (Late Middle Age, Christian-Muslim Frontier in Southern of Iberian Peninsula): *A 5-6 m in thickness and 7 m above riverbed, morphosedimentary unit (AD 1210-1400) lies along the valley bottom of tributaries draining the Christian-Muslim Frontier lands during the Late Middle Ages (Guadiana Menor, s. XIII-XV). The alluviation episode is represented by vertical accumulation of beds of brecchias, sands and silts, alternating with fire ash levels, interpreted as high-energy sheet flows into elongated alluvial fans laterally confined into the valleys. A 500 yr–aged protosol cap the morphosedimentary unit. This Medieval sedimentary legacy is interpreted as the record of accelerated landscape/soil degradation linked to three centuries of military land use (fires, deforestation, fields abandon, extensive grazing).*

Palabras clave: Legado sedimentario, erosión de suelo, Alto Guadalquivir, Baja Edad Media
Key words*: Sedimentary legacy, soil/landscape degradation, Upper Guadalquivir, Late Middle Age*

INTRODUCCIÓN

La presión humana sobre el medio físico, desde el Calcolítico hasta la actualidad, ha contribuido al proceso de aridificación iniciado a mediados del Holoceno y a la degradación/erosión acelerada del suelo en la Península Ibérica (Carrión et al., 2010; García-Ruiz, 2010). Como resultado de la combinación de cambio climático y uso del suelo, en proporción aún debatida, se acumuló, y parcialmente quedó preservado, un potente 'legado sedimentario' (ver uso del término en Allan James, 2013) de tipo aluvial en el fondo de los valles de regiones áridas o semiáridas peninsulares (Carrión et al., 2010; Sancho et al., 2010).

En el Alto Guadalquivir, con una larga historia de poblamiento, destaca un periodo en el que las circunstancias geopolíticas propiciaron la concentración espacial de actividades humanas agresivas con el medio físico (fuegos, talas, deforestación, despoblamiento/abandono de campos y ganadería extensiva). Durante este periodo que abarca dos siglos y medio en la Baja Edad Media (s. XIII-XV), la frontera entre los Reinos de Castilla y Nazarí de Granada quedó fijada en las Sierras Béticas que separan el altiplano granadino de la Depresión de Guadix-Baza al sur y el valle del Guadalquivir al norte, siendo el corredor del Guadiana Menor la principal vía de comunicación entre ambos reinos (Fig. 1).

Este estudio analiza el legado sedimentario aluvial de la Baja Edad Media preservado en el Arroyo Salado de Larva que vierte de sur a norte al Guadiana Menor por el margen occidental y que drena un territorio que fue parte de la Frontera entre los Reinos de Castilla y Nazarí entre los siglos XII y XV, ubicado hoy entre las provincias de Jaén y Granada.

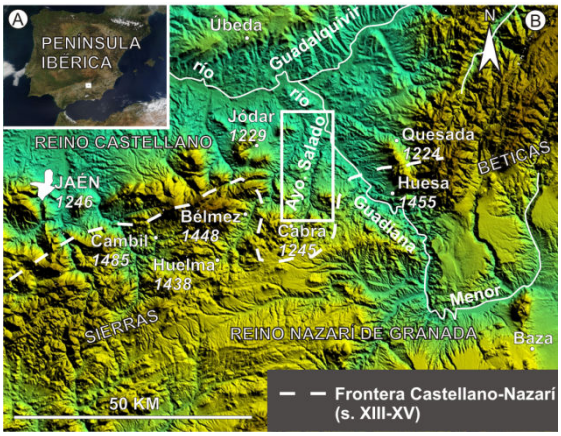


Fig. 1: A. Localización al sureste de la Península Ibérica del área del Alto Guadalquivir representada en la figura 1B, B. Situación del Arroyo Salado de Larva donde se ubican los afloramientos estudiados y su posición respecto a la Frontera Castellano-Granadina y las principales plazas cristianas y musulmanas próximas al arroyo (en cursiva aparece el año de la definitiva conquista del castillo por los castellanos)

METODOLOGÍA

La metodología fue la clásica del trabajo de campo en investigación de depósitos cuaternarios. Consistió en la identificación y cartografía de los sedimentos medievales mediante dataciones absolutas realizadas con ^{14}C sobre restos carbonosos, y edades relativas a partir de restos arqueológicos e índices de desarrollo de suelos enterrados/paleosuelos obtenidos de las propiedades morfoedáficas (Harden's Profile

Development Index – PDI de Harden, 1982). El establecimiento de las relaciones estratigráficas con otras unidades cuaternarias, levantamiento de perfiles estratigráficos y análisis de facies sedimentarias completó el trabajo de campo.

La parte de gabinete del estudio consistió en la interpretación de los datos de campo a la luz de los datos de fuentes históricas tanto las referentes a inundaciones regionales de las Cuencas del Guadalquivir y Segura a partir de rogativas "pro serenitate" en los archivos eclesiásticos de Sevilla y Murcia, respectivamente como las referencias al uso del suelo en la Frontera entre los Reinos de Castilla y Nazarí de Granada.

DATOS

La unidad morfosedimentaria medieval (MU-4 de García-García et al, 2014) tiene una potencia variable, alcanzando espesores de hasta 5-6 m, apoyándose erosivamente tanto sobre el sustrato pre-Cuaternario como sobre unidades cuaternarias del Pleistoceno Superior y del Holoceno medio (Fig. 2A). En algunos puntos, el techo de esta unidad está colgado a 6-8 m respecto al lecho actual del río. La unidad está constituida por el apilamiento de lechos subhorizontales formados por brechas, arenas y limos que definen capas tabulares de pocos centímetros de espesor (Fig. 2B). Los granos más gruesos aparecen imbricados hacia el norte y libres de matriz, y junto con la fracción fina conforman capas bimodales con organización interna en lechos planos o laminación cruzada de bajo ángulo inclinada contracorriente (Fig. 2C). La naturaleza dominante de los granos es margoso-caliza blanca procedente del sustrato cretácico. Niveles de grosor milimétrico de cenizas aparecen intercalados. Carbones y fragmentos de troncos se han preservado en algunos lechos sedimentarios. La estructura biogénica dominante en el depósito son las rizocreciones con desarrollo vertical. En la parte superior de la unidad, próximo al techo, se describió un suelo incipiente de perfil Bw-C, clasificado según

Fig. 2: A. Panorámica en la que aparece la unidad medieval (color grisáceo) rellenando un paleovalle excavado en una unidad cuaternaria precedente (color rojo), B. Acumulación vertical de lechos subhorizontales de brechas y arenas limosas, C. Detalle de la figura B mostrando una secuencia decimétrica y granocreciente con nivel de ceniza de incendio (C) a la base, limos (F), microbrecha de granos organizados en láminas cruzadas (Gp), en gradación normal (Gn) y, a techo, brecha inversamente gradada (Gi), D. Panorámica de una pequeña depresión en la cabecera de los ríos Jandulilla y Arroyo Salado dominada por un modelado erosivo de cárcavas incididas en un glacis tardipleistoceno que exhuman margocalizas blancas del sustrato cretácico.

Mack et al. (1993) como “Protosol” (Fig.2A). Se trata de un suelo de escaso desarrollo, cuyo único rasgo evolutivo a destacar fue el desarrollo de un color pardo intenso en (7.5YR 5/6 en seco) en el horizonte Bw, a partir del gris claro del material original del horizonte C (10YR 7/1 en seco).

En la parte superior de la unidad, próximo al techo, se desarrolló un suelo, hoy enterrado por sedimentos recientes, clasificado por sus características morfológicas como ‘protosol’ (Fig. 2A). La unidad medieval se acuña hacia el sur, a la salida de una pequeña depresión semicerrada situada en la cabecera de los ríos Jandulilla y Arroyo Salado (Fig. 2D).

Los restos carbonosos preservados en el sedimento tienen una edad comprendida entre 1210 y 1400 d.C. (Baja Edad Media).

INTERPRETACIÓN

El depósito sedimentario se produjo en un contexto de abanicos aluviales dominados por flujos laminares de alto régimen de flujo constreñidos lateralmente y elongados en el sentido del valle del Arroyo Salado, de sur a norte. El ápice de estos abanicos aluviales se encuentra a la salida de una depresión semicerrada de margocalizas cretácicas cubierta por un glacis tardipleistocénico (Fig. 2D) y que es interpretada como el principal área fuente del abanico aluvial medieval. Los niveles de cenizas son relacionados con incendios en el área fuente. Las características de los flujos sedimentarios, la verticalidad de las rizocreciones, el corto intervalo de tiempo de depósito que arrojan las dataciones y la preservación del depósito indican un proceso de sedimentación acelerada.

Este periodo de aluvionaminento o agradación sedimentaria durante la Baja Edad Media quedó bloqueado hacia el final de la Edad Media y sustituido por una etapa de estabilidad geomorfológica puesta de manifiesto por el suelo enterrado, cuyo tiempo de exposición en superficie, estimado en base a su índice de Harden (PDI = 0.20), es de casi 500 años (García-García et al., 2014). Tras este periodo de estabilidad morfológica, el arroyo se encaja (¿siglo XX?) entre 5 y 10 m en vertical exponiendo la organización interna de estos depósitos medievales, llegando a exhumar el sustrato premedieval.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Dos unidades morfosedimentarias Holocenas han sido preservadas en el Arroyo Salado de Larva, la más potente representa el legado sedimentario que abarca la Edad de los Metales (Calcolítico-Periodo Íbero) y la unidad medieval descrita en este trabajo (MU-3 y MU-4, respectivamente, de García-García et al., 2014). En ambos casos, la combinación de la aridificación climática y la presión antrópica sobre el suelo, en diferente proporción según los autores consultados, parece atribuirse el control de la inestabilidad geomorfológica-hidrológica (Benito et al., 2008; Carrión et al., 2010)

Desde el punto de vista climático, la baja Edad Media en la Península Ibérica se sitúa hacia el final del periodo Óptimo Climático Medieval caracterizado por la aridez según registros polínicos y lacustres y con registro geomorfológico de abundantes inundaciones (s. XI-XIII), y la Pequeña Edad del Hielo (1500-1850) caracterizada por la inestabilidad hidroclimática (alternancia de sequías y periodos de concentración de inundaciones) (Benito et al., 2008; Benito et al., 2010). El periodo comprendido entre los siglos XIII y XIV es un periodo con pocas evidencias, tanto en el registro geomorfológico como en los escasos registros documentales, de inundaciones de gran magnitud en las Cuencas de los ríos Guadalquivir y Segura (11 eventos), en contraste con el siglo XV (20 eventos), fundamentalmente concentrados estos últimos durante la segunda mitad del siglo en la Cuenca del Segura (Machado et al., 2011). Sin embargo, el periodo comprendido entre los siglos XII al XV se ha descrito como una de las principales fases de agradación de llanuras de inundación documentada en la mayoría de las grandes cuencas fluviales de la península, incluida la Cuenca del Guadalquivir (Butzer et al., 2005; Benito et al., 2008). Esta agradación en las llanuras de inundación, descartado el factor hidroclimático, no parece tampoco compatible con el uso del suelo durante el periodo andalusí (s. VIII-XV), considerado en general y a escala regional como el periodo, desde el Neolítico, durante el cual se dio un uso del suelo más sostenible en términos medioambientales (Castro et al., 2000), de lo que se deduce una época de reducida degradación del suelo y estabilidad geomorfológica en los valles. La base de este uso sostenible fueron las prácticas agrícolas andalusíes fundamentadas en la irrigación por gravedad de terrazas en ladera, y la horticultura y arboricultura desarrollada en los fondos de valle. De hecho, el abandono de estas prácticas agrícolas con la expulsión de la población morisca tras la conquista cristiana se ha relacionado con la aceleración de la erosión y degradación del suelo a la vez que la inestabilidad geomorfológica identificada a partir del siglo XVI en el levante peninsular (Silva et al., 2008).

La preservación de un potente registro sedimentario en el Arroyo Salado de Larva próximo al área fuente y depositado en un intervalo de tiempo corto (dominio de la agradación sobre el transporte fluvial); la inmadurez del tipo de sistema deposicional (abanico aluvial) y del sedimento (brecha), en contraste con la dinámica deposicional actual de río trenzado del Arroyo Salado, y el tipo de flujo sedimentario dominante (laminar de alto régimen de flujo) es indicativo de una geomorfología aluvial inestable característica de condiciones semiáridas, poca cobertera vegetal y acelerada degradación/erosión del suelo en el área fuente del abanico aluvial.

La ausencia de cambio climático significativo durante la Baja Edad Media, en continuidad con el periodo Óptimo Climático Medieval, y el uso sostenible del suelo llevado en práctica por la agricultura intensiva de regadío andalusí y la consecuente estabilidad geomorfológica regional aboca a la búsqueda de factores locales como causa del desequilibrio geomorfológico que provocó la degradación del suelo y aluvionamiento acelerado en la cuenca del Arroyo Salado de Larva durante los siglos XIII-XV. La confluencia de acciones agresivas al suelo como parte de la estrategia militar de la conquista castellana en la Frontera castellano-nazarí (talas y tierra quemada sistemáticas previas a asaltos y asedios, desmontes para el paso de carros de artillería) junto con las consecuencias propias de un territorio de frontera militar durante dos siglos y medio (despoblamiento rural y concentración de población tras las murallas) y la transformación de la sociedad rural (cambio de técnicas de explotación

agrícolas avanzadas -andalusíes- por técnicas arcaicas –castellanos-, introducción de ganadería ovina extensiva) dejó las tierras "asmadas" (Quesada, 1989; Ladero-Quesada, 2002).

El legado sedimentario preservado en el Arroyo Salado de Larva registra elementos compatibles con la descripción de las acciones de degradación del territorio fronterizo que detallan las crónicas. La incorporación de troncos de árboles en el sedimento y la intercalación de niveles de cenizas de incendios son componentes de este legado sedimentario que pueden ser relacionadas a las actividades bélicas de tala y tierra quemada de la Frontera bajomedieval Castellano-Granadina.

Futuros estudios del registro sedimentario en otros valles vertientes de aquel territorio fronterizo podrán dilucidar el carácter local o regional del efecto físico, aún poco estudiado, de la degradación de un suelo que durante casi tres siglos fue agredido por sistemáticas acciones bélicas (talas y quemas, entre otras) y sus consecuencias (despoblamiento rural y cambio de uso del suelo tras la conquista castellana), como ha quedado descrito en diferentes crónicas históricas y cuyo legado sedimentario, como el histórico-artístico, parcialmente se ha preservado hasta nuestros días.

Agradecimientos: Este proyecto ha sido financiado por la Universidad de Jaén-Fundación Caja Rural de Jaén (Proyecto IBP-0617-0280-29) y el Instituto de Estudios Giennenses (Proyecto IEG-0617-0280-26). Agradecemos los comentarios que sobre la terminología histórica nos aportó el Dr. Vicente Salvatierra (Universidad de Jaén)

Referencias bibliográficas

Allan James, L. (2013). Legacy sediment: Definitions and processes of episodically produced anthropogenic sediment. *Anthropocene*, 2, 16-26.

Benito, G., Thorndycraft, V.R., Rico, M., Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A. (2008). Palaeoflood and floodplain records from Spain: Evidence for long-term climate variability and environmental changes. *Geomorphology*, 101, 68-77.

Benito, G., Rico, M., Sánchez-Moya, Y. Sopeña, A., Thorndycraft, V.R., Barriendos, M. (2010) The impact of late Holocene climatic variability and land use change on the flood hydrology of the Guadalentín River, southeast Spain. *Global and Planetary Change*, 70, 53-63.

Butzer, K.W. (2005) Environmental history in the Mediterranean world: cross-disciplinary investigation of cause-and-effect for degradation and soil erosion. *Journal of Archaeological Science*, 32, 1773-1800.

Castro, P. Gili, S., Lull, V., Micó, R., Rihuete, C., Risch, R., Sanahuja, M., Chapman, R. (2000). Archaeology and desertification in the Vera Basin (Almería, south-east Spain). European Journla of Archaeology, 3(2), 147-166.

Carrión, J.S., Fernández, S., Jiménez-Moreno, G., Fauquette, S., Gil-Romera, G., González-Sampériz, P., Finlayson, C. (2010). The historical origins of aridity and vegetation degradation in southeastern Spain. *Journal of Arid Environments*, 74, 731-736.

García-García, F., Calero, J.A., Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez, M. (2014). Evolución morfosedimentaria y del relieve en el valle del río Guadiana Menor (Alto Guadalquivir, Pleistoceno Superior-Actualidad). *XIII Reunión Nac. Geom.*, Cáceres (España), 71-74.

García-Ruiz, J.M. (2010) The effects of land uses on soil erosion in Spain: A review. *Catena*, 81, 1-11.

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

Ladero-Quesada, M.A. (2002). *Las guerras de Granada en el siglo XV*. Ed. Ariel, Barcelona, 235 pp.

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

Mack, G.H., James, W.C., Monger, H.C. (1993) Classification of paleosols. *Geological Society of America Bulletin*, 105, 129-136.

Quesada, T. (1989) *La Serranía de Mágina en la Baja Edad Media: Una tierra fronteriza con el reino nazarí de Granada*. Universidad de Granada, 366 pp.

Rodrigo, F.S., Esteban-Parra, M.J., Pozo-Vázquez, D., Castro-Díez, Y. (1999) A 500-year precipitation record in southern Spain. *International Journal of Climatology*, 19, 1233-1253.

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

Silva, P.G., Bardají, T., Calmel-Avila, M., Goy, J. L., Zazo, C. (2008). Transition from alluvial to fluvial systems in the Guadalentín Depression (SE Spain) during the Holocene: Lorca Fan *versus* Guadalentín River. *Geomorphology*, 100, 140-153.

Sesión 04

Registros Paleoambientales, Edáficos, Paleoclimáticos y Paleontológicos

PRESENT-DAY MONITORING AND CLIMATE VARIABILITY DURING THE HOLOCENE AT THE IBERIAN RANGE INFERRED FROM SPELEOTHEMS

C. Pérez-Mejías [(1)], A. Moreno [(1)], M. Bartolomé [(1)], C. Sancho [(2)], I. Cacho[(3)], H. Stoll [(4)], A. Delgado-Huertas [(5)], R. L. Edwards [(6)] and H. Cheng [(6,7)]

(1) Department of Geoenvironmental Processes and Global Change, Pyrenean Institute of Ecology – CSIC, Avda. Montañana 1005, 50059 Zaragoza, Spain. cperez@ipe.csic.es; amoreno@ipe.csic.es; mbart@ipe.csic.es;
(2) Earth Sciences Department, University of Zaragoza, C/Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain. csancho@unizar.es
(3) CRG Marine Geosciences, Department of Stratigraphy, Paleontology and Marine Geosciences, Faculty of Geology, University of Barcelona, C/Martí i Franqués, s/nº, 08028 Barcelona, Spain. icacho@ub.edu
(4) Department of Geology, University of Oviedo, C/Arias de Velasco, s/nº 33005 Oviedo, Spain hstoll@geol.uniovi.es
(5) Stable Isotope Biogeochemistry Laboratory, IACT-CSIC, Avda. de Las Palmeras nº 4, 18100, Armilla (Granada) Spain antonio.delgado@csic.es
(6) Department of Earth Sciences, University of Minnesota, 310 Pillsbury Drive SE, Minneapolis, MN 55455-0231, EEUU.
(7) Institute of Global Environmental Change, Xian Jiaotong University, Xian 710049, China

***Resumen (Monitorización actual y variabilidad climática durante el Holoceno en la Cordillera Ibérica inferidas a través de espeleotemas)**. El proceso de monitorización de la dinámica espeleotémica en la Cueva de El Recuenco (Ejulve, Teruel) conlleva la caracterización isotópica del agua de lluvia, el agua de goteo y el carbonato precipitado. Este proceso resulta fundamental para interpretar correctamente la señal paleoclimática procedente de estalagmitas fósiles. Asimismo, se analizaron isótopos estables ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) y elementos traza de la estalagmita HOR que se desarrolla entre 9.97 ka y 2.71 ka, de cara a establecer variaciones paleoclimáticas durante el Holoceno. La correlación con otras dos estalagmitas de la cercana Cueva de Molinos, permiten establecer una tendencia a condiciones más húmedas desde 5.8 ka a 4.1 ka y desde 3.8 ka a 2.9 ka, y una sucesión de fases frías que coinciden con las registradas en el sondeo NGRIP.*

Palabras clave: monitorización de cavidades, estalagmitas holocenas, isótopos estables, elementos traza.
***Key words**: cave monitoring, Holocene stalagmites, stables isotopes, trace elements.*

INTRODUCTION

Monitoring tasks in caves are crucial to understand the present-day transference of the geochemical signal from rainfall, through the epikarst and the bedrock, to speleothem calcite. This transference pattern must be subsequently applied to the fossil stalagmite record. Thus, monitoring is the first step in a paleoclimatic study from past speleothem records. Here we present isotopic results from rainfall, dripwater and in-situ farmed calcite in the El Recuenco cave (Teruel province, Iberian Range). Additionally, replication of the climatic signal through stalagmites of the El Recuenco and Molinos caves, located so close, enables paleoclimatic reconstruction of hydrological variability and temperature during the Holocene in NE Iberia.

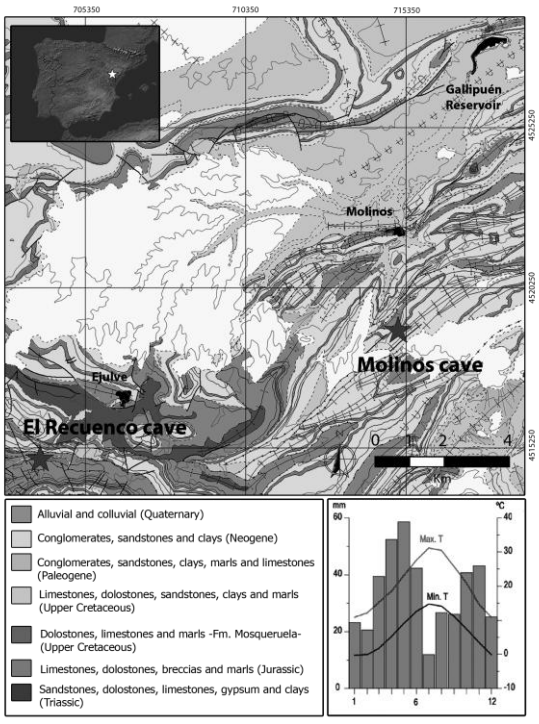


Fig. 1: Location of the study area, geological mapping and climate features.

REGIONAL SETTINGS

El Recuenco cave is located at the SE of Ejulve village (Fig. 1), in the Andorra-Sierra de Arcos area, that belongs to Maestrazgo Unit (East Iberian Range). The cave is developed in the. Mosqueruela Formation (Canerot, 1982) on Upper Cretaceous. More information of geological context is given in (Pérez-Mejías, 2013). The climate is Mediterranean with strong continentality features (Fig. 1).

METHODS

HOR stalagmite was selected because its uniform cylindrical shape, high longitude and active dripping over it. Samples were taken by manual microdrill every 5 mm to analyse stable isotopes ($\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$), every 25 mm to analyze trace metals and equally spaced for U-Th dating. Isotopic measurements were carried at University of Barcelona using a Carbonate Kiel Device I coupled to a Finnigan-MAT 252. Trace metals was analyzed at University of Oviedo, using an ICP-AES (Thermo Scientific iCAP DUO 6300).

Samples for U-Th dating were analyzed at the University of Minnesota (USA) and Xi'an Jiaotong University (China) using a MC-ICP-MS (Thermo-Finnigan Neptune) following the procedure described by (Cheng et al., 2013; Edwards et al., 1987). Methods applied to Molinos speleothems are described in (Moreno et al. 2013).

Inside the cave, some dripping sites were selected to analyse isotopic and chemical composition (twice per season) and to measure drip rates. Additionally, each season in-situ farmed calcite is recovered in glass plates from these drips and analysed. Rainfall samples were taken every precipitation event at Molinos village, 10 km nearby Ejulve (Fig. 1). In water samples (rainfall and drips) stable isotopes ($\delta^{18}O$ y δD) were measured at IACT-CSIC at Granada, using a Finnigan Delta Plus XL spectrometer.

RESULTS AND DISCUSSION

Seasonality on present-day isotopic signal

Isotopic values of rainfall cover a wide range, with $\delta^{18}O$ ranging between -20.54‰ to 0.55‰, and δD between -139.24‰ to -0.29‰ (Fig. 2). Four samples (marked with discontinuous circles, Fig 2) are potentially affected by evaporative processes due to high air temperature. The result is a Local Meteoric Water Line (LMWL) close to the Western Mediterranean one (Celle-Jeanton et al., 2001). Rainfall show a clear seasonality pattern, with lower values on $\delta^{18}O$ and δD in winter (mean of -12,73‰ and -81,61‰ respectively) and higher in summer (mean of -2.13‰ and -13.16‰). This seasonality is due to an increase in air temperature and probably, the prevalence of a more positive moisture source area (the Mediterranean) during summer respect to the Atlantic region (mostly in spring) (Pérez-Mejías et al., 2014)

In spite dripwater isotopic composition varies in a short range of values due to the homogenization role of processes taking place in the epikarst (Mattey et al., 2008), seasonality in the $\delta^{18}O$ signal is still preserved.

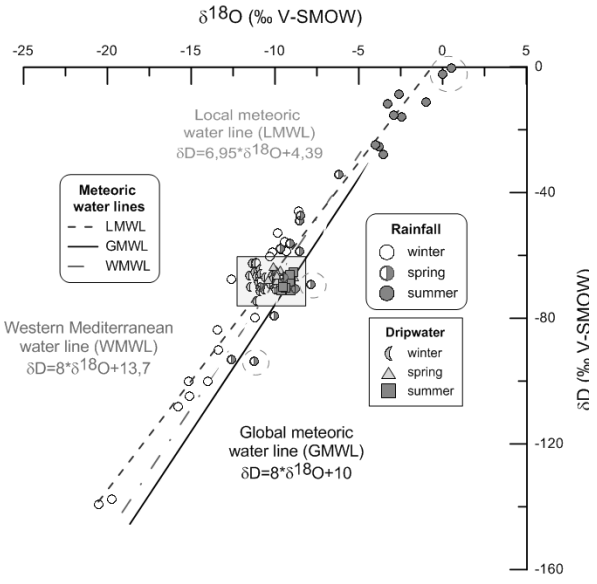


Fig 2: $\delta^{18}O$ and δD values of dripwater and rainfall (samples collected for year 2013).

Sample ID	^{238}U ppb	$[^{230}Th/^{232}Th]$ ppm*		$\delta^{234}U_{initial}$ Corrected**		230Th Age (yr. BP) (corrected)	
HOR-133.5	150.7	513	±11	82	±2	2715	±27
HOR-127.5	153.1	48	±1	74	±3	2659	±192
HOR-121	144.0	126	±3	69	±3	2900	±79
HOR-115	138.8	45	±1	66	±2	2924	±227
HOR-109	108.0	124	±3	82	±2	3315	±93
HOR-103	109.0	145	±3	75	±2	3427	±85
HOR 98	99.0	560	±13	74	±2	3661	±48
HOR-91	119.4	66	±2	75	±2	3440	±182
HOR-85	122.5	145	±3	80	±2	3899	±99
HOR-79	117.5	179	±4	70	±2	4000	±81
HOR-73	108.3	240	±5	75	±2	4154	±65
HOR-67	111.7	63	±1	70	±2	4147	±224
HOR 63.5	122.9	488	±14	77	±2	4380	±46
HOR-55	137.5	323	±7	65	±2	4643	±53
HOR-49	104.2	128	±3	89	±2	4877	±127
HOR-43	123.0	315	±7	85	±2	5040	±59
HOR-37	122.1	67	±1	86	±2	4958	±250
HOR 35.5	112.1	967	±21	104	±2	5519	±50
HOR-25	133.8	139	±3	78	±2	5418	±129
HOR-19	134.6	259	±6	64	±3	5735	±92
HOR-13	114.1	126	±3	75	±2	6027	±155
HOR-7	127.4	330	±7	75	±2	6063	±67
HOR-3.5	128.4	810	±17	106	±2	9970	±58

* $\delta^{234}U_{initial}$ corrected was calculated based on ^{230}Th age (T), i.e., $\delta^{234}U_{initial} = \delta^{234}U_{measured} X e^{\lambda 234 * T}$, and T is corrected age.

** The degree of detrital ^{230}Th contamination is indicated by the $[^{230}Th/^{232}Th]$ atomic ratio.

Table 2: U-Th datings details, numbers on sample ID indicate their position in cm from the bottom.

In-situ farmed calcite also varies seasonally on the amount of calcite precipitated being higher in spring and fall when an increase in drip rates is recorded, and a higher saturation index of calcite in dripwaters was measured (Pérez-Mejías et al., 2014). The driest season is summer, so the amount of carbonate decline dramatically and some drips cease the calcite production.

On the other hand, more isotopic data is needed on in-situ farmed calcite to confirm that seasonal isotopic signal remains in the calcite.

HOR stalagmite

A total of 23 samples were extracted from HOR to obtain U-Th dates (Table 2). The amount of ^{238}U is low, but the results are reliable due to the little content in ^{232}Th (detrital) as high ratio $^{230}Th/^{232}Th$ evidences.

In fact, a robust age model (Fig. 3) is presented for

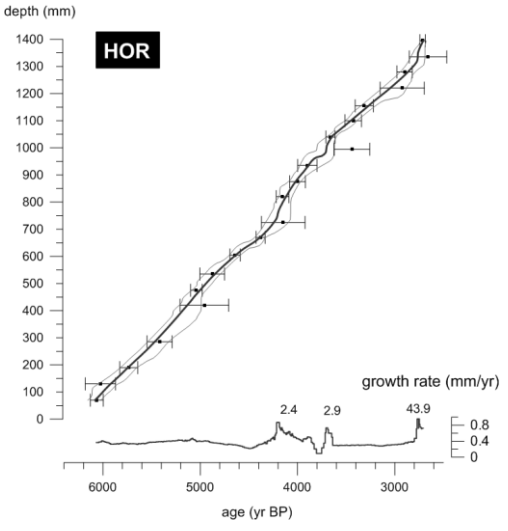


Fig. 3: Age model of HOR stalagmite

HOR stalagmite covering from 9970±58 to 2715±27. A long hiatus between 3.5 and 7 cm is deduced from the dates (Table 2) but not evidenced in hand sample. Growth rates are constant between Mid to Late Holocene, excepting three periods of high growth at 4.2, 3.7 and 2.8 kyr BP, to finally stop the growth at 2715±27.

Isotopic and trace elements geochemistry

The values of $\delta^{18}O$ in HOR are between -5.69‰ to -8.64‰, with a variation slightly higher than 3‰ that allows identification of short-term changes. In general, a trend can be identified to higher values of $\delta^{18}O$ from Mid to Late Holocene specially after 4.8 kyr (Fig. 4). $\delta^{13}C$ values display values between -7.62‰ to -10.13‰, with a low range of variation, about 2‰. Three peaks can be easily identified with higher values on 3.7, 4.9 and 5.3 kyr. From 5.8 kyr to 4.1 kyr a clear trend to lower values is established, suddenly broken with maximum values between 3.9 to 3.8 kyr. Hereinafter the trend to lower values in $\delta^{13}C$ continues, reaching the minimum at the end of the growth period.

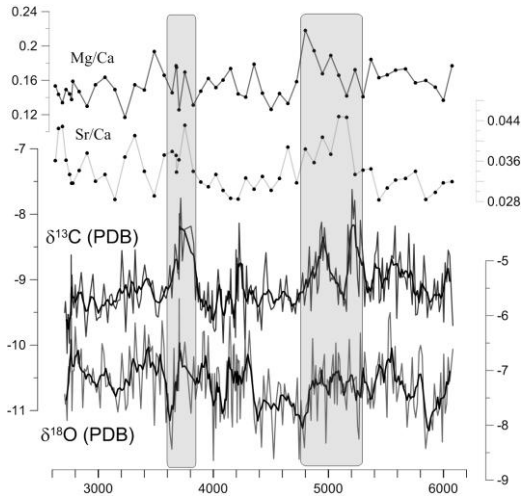


Fig. 4: Isotopic and trace element values of HOR stalagmite

Additionally, some trace metals have been analyzed and reported as Mg/Ca and Sr/Ca ratios (Fig. 4). Comparing these results with $\delta^{13}C$ record, a clear correlation can be established, in fact, the peaks identified before in $\delta^{13}C$ agree with higher values on these ratios (vertical bars on Fig. 4).

Holocene climate variability

Other stalagmites recovered from Molinos cave (Fig. 1) close to El Recuenco cave allow a replication of this climatic signal, since all samples were growing during the Holocene period. The lack of correlation between $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values (always $r2 < 0.1$ for the three samples) allows neglecting the influence of local hydrological routing effects, evaporation of water at or near the surface and/or non-equilibrium depositional effects that wouldn't have been influencing the three samples in a similar way.

With those effects discarded, $\delta^{18}O$ profiles from the three stalagmites can be linked to specific regional climate variables such as mean annual air temperature or precipitation amount (Lachniet, 2009).

The high resolution of HOR record due to its fast growth, linked to the robust chronological framework, allows a detailed comparison with NGRIP record (Rasmussen et al., 2007). Thus, several synchronous events (highlighted by vertical bars) are stablished in $\delta^{18}O$ (Fig. 5) showing low values in HOR correlated with cold events in Greenland. Some of these events are 5.9, 4.7, 4.2, 4.1, 3.6 and 3.2 kyr. Although the stalagmites from Molinos cave have less resolution than HOR, support the existence of these cold periods.

On the other hand, the clear trend in the $\delta^{13}C$ profile of HOR to lower values is confirmed by Molinos stalagmites (MO-7 and MO-1, Fig. 5). This replication and good correlation between stalagmites of different caves strongly suggests a common mechanism controlling the $\delta^{13}C$ records, probably related to climate. Thus, we interpret it in terms of hydrological variability. This idea is supported also by trace metals ratios (Fig. 4),
since many studies have demonstrated a convincing relationship between dripwater and/or speleothem Mg and recorded rainfall (Fairchild and Treble, 2009; McMillan et al., 2005). The correlation observed in HOR profile among $\delta^{13}C$ and trace metal ratios suggests both maximum values on these ratios and higher values on $\delta^{13}C$ were dry periods (5.4, 5.1 y 3.8 kyr).

The trend to lower values of $\delta^{13}C$ in this period, then, to humid conditions, from 5.8 kyr to 4.1 kyr, and from 3.8 to 2.9 kyr in our records, is also pointed out by other authors. For example, Accesa lake (Tuscany, Italy) level (Fig. 5) is clearly correlated with Molinos and El Recuenco $\delta^{13}C$ profiles, being the three sites located north of the 40ºN of latitude, that was the limit established by (Magny et al. 2013) for a different temperature and hydrological response. This pattern is completely different at latitudes below 40ºN as marine core MD99-2343 from Menorca evidences (Fig. 5) (Frigola et al. 2007). The K/Al ratio is a good indicator of fluvial supply to marine sediments, indicating a decrease in humidity gradually from 5.6 kyr in relation to the end of the African Humid Period.

CONCLUSIONS

Monitoring tasks at El Recuenco cave evidences that spring and fall are seasons with higher amount of in-situ farmed calcite. Rainfall and dripwater isotopes show a seasonal signal, with higher values in summer and lower in winter. In this way, future research is needed to confirm that seasonal pattern remains on in-situ farmed calcite, in that case, trigger a biased seasonal signal also on isotopic values of stalagmites.
Comparing three stalagmites from El Recuenco and Molinos caves allow paleoclimate interpretations. Thus, some cold events (5.9, 4.7, 4.2, 4.1, 3.6 and 3.2 kyr) can be remarked comparing our $\delta^{18}O$ record with NGRIP. Finally, $\delta^{13}C$ profile show a trend to humid conditions from 5.8 kyr to 4.1 kyr, and from 3.8 to 2.9 kyr, in concordance with other records located over 40º latitude north. Some dry periods (5.4, 5.1 y 3.8 kyr) break this trend, stablished by both maximum values on Mg/Ca and Sr/Ca ratios and higher values on $\delta^{13}C$.

Acknowledgements

This work is a contribution of CGL2009-10455/BTE MCINN research project and GA-LC-030/2011 regional project. Authors are grateful to Ejulve and Molinos council, specially to Javier and Emilio for rainfall sampling.

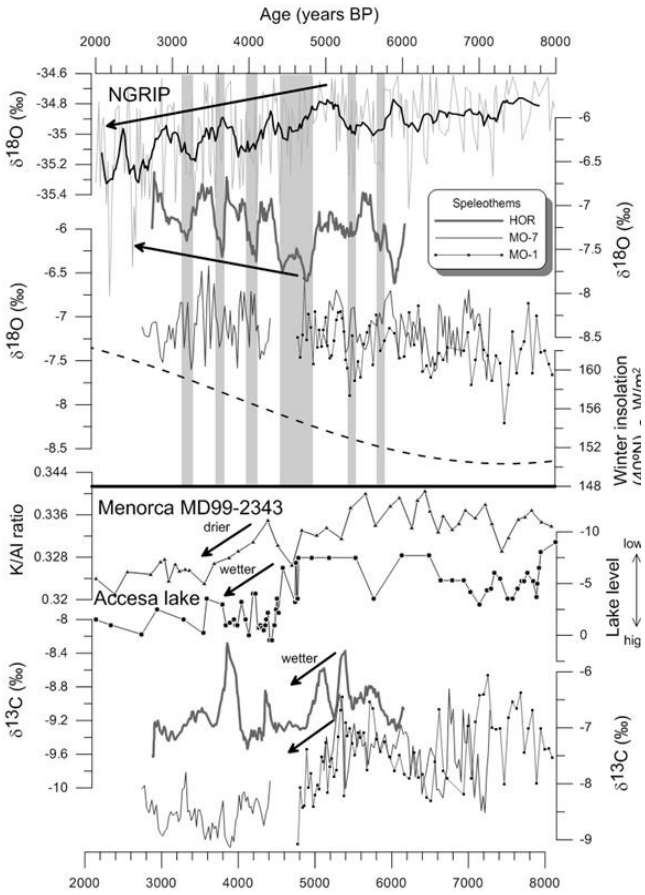


Fig. 5: Comparison of HOR (Ejulve cave), MO-1 and MO-7 (Molinos cave) with NGRIP, Menorca MD99-2343 core and Accesa Lake.

References

Canérot, J. 1982. Ibérica central-Maestrazgo. En: García, A. (coord.). El Cretácico de España, 273-344 p. Universidad Complutense.

Celle-Jeanton, H., Travi, Y., Blavoux, B., 2001. Isotopic typology of the precipitation in the Western Mediterranean Region at three different time scales. Geophys. Res. Lett. 28, PP. 1215–1218. doi:200110.1029/2000GL012407

Cheng, H., Lawrence Edwards, R., Shen, C.-C., Polyak, V.J., Asmerom, Y., Woodhead, J., Hellstrom, J., Wang, Y., Kong, X., Spötl, C., Wang, X., Calvin Alexander, E., 2013. Improvements in 230Th dating, 230Th and 234U half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. Earth Planet. Sci. Lett. 371-372, 82–91. doi:10.1016/j.epsl.2013.04.006

Edwards, R.L., Chen, J.H., Wasserburg, G.J., 1987. 238U-234U-230Th-232Th systematics and the precise measurements of time over the past 500.000 years. Earth Planet. Sci. Lett. 81, 175–192.

Fairchild, I.J., Treble, P.C., 2009. Trace elements in speleothems as recorders of environmental change. Quat. Sci. Rev. 28, 449–468. doi:10.1016/j.quascirev.2008.11.007

Frigola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Grimalt, J.O., Hodell, D.A., Curtis, J.H., 2007. Holocene climate variability in the western Mediterranean region from a deepwater sediment record. Paleoceanography 22.

Lachniet, M.S., 2009. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. Quat. Sci. Rev. 28, 412–432.

Magny, M., Combourieu Nebout, N., de Beaulieu, J.L., Bout-Roumazeilles, V., Colombaroli, D., Desprat, S., Francke, A., Joannin, S., Peyron, O., Revel, M., Sadori, L., Siani, G., Sicre, M.A., Samartin, S., Simonneau, A., Tinner, W., Vannière, B., Wagner, B., Zanchetta, G., Anselmetti, F., Brugiapaglia, E., Chapron, E., Debret, M., Desmet, M., Didier, J., Essallami, L., Galop, D., Gilli, A., Haas, J.N., Kallel, N., Millet, L., Stock, A., Turon, J.L., Wirth, S., 2013. North–south palaeohydrological contrasts in the central Mediterranean during the Holocene: tentative synthesis and working hypotheses. Clim. Past Discuss. 9, 1901–1967. doi:10.5194/cpd-9-1901-2013

Mattey, D., Lowry, D., Duffet, J., Fisher, R., Hodge, E., Frisia, S., 2008. A 53 year seasonally resolved oxygen and carbon isotope record from a modern Gibraltar speleothem: Reconstructed drip water and relationship to local precipitation. Earth Planet. Sci. Lett. 269, 80–95. doi:10.1016/j.epsl.2008.01.051

McMillan, E.A., Fairchild, I.J., Frisia, S., Borsato, A., McDermott, F., 2005. Annual trace element cycles in calcite-aragonite speleothems: evidence of drought in the western Mediterrranean 1200-1100 yr BP. J. Quat. Sci. 20, 423–433.

Moreno, A., Sancho, C., Oliva, B., Bartolomé, M., Cacho, I.,Stoll H., Edwards, L., Cheng, H., Hellstrom, J., 2013. Registro espeleotémico de la variabilidad climática durante el Holoceno: la cueva de Molinos (Teruel). VIII Reunión de Cuaternario Ibérico, La Rinconada-Sevilla.

Pérez-Mejías, C., 2013. La cueva de El Recuenco (Ejulve, Teruel): Espeleogénesis y registro de cambios climáticos rápidos durante el Holoceno. Zaragoza.

Pérez-Mejías, C., Sancho, C., Moreno, A., Bartolomé, M., Oliva-Urcia, B., Delgado-Huertas, A., Cacho, I., Auqué, L., Osácar, M.C., 2014. Primeros resultados de monitorización de la Cueva de El Recuenco (Ejulve, Teruel). Geogaceta 56, 63–66.

Rasmussen, S.O., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Andersen, K.K., 2007. Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. Quat. Sci. Rev. 26, 1907–1914. doi:10.1016/j.quascirev.2007.06.015

LA CUEVA HELADA DE CASTERET (PNOMP, HUESCA): PRIMERAS APORTACIONES DEL REGISTRO DE HIELO

M. Leunda[(1),(2)], M. Bartolomé [(1),(2)], C. Sancho [(2)], A. Moreno[(1)], B. Oliva-Urcia [(3)], P. González-Sampériz[(1)], G. Gil-Romera[(1)], A. Gomollón[(4)]

(1) Departamento de Procesos Ambientales y Cambio Global. Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC). Avda. Montañana 1005, 50059 -Zaragoza. mleunda@ipe.csic.es, mbart@ipe.csic.es, amoreno@ipe.csic.es, pgonzal@ipe.csic.es graciela.gil@ipe.csic.es
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna, 12. 50009-Zaragoza. csancho@unizar.es
(3) Departamento de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid. Ciudad Universitaria de Cantoblanco 28049-Madrid. belen.oliva@uam.es
(4) Sección de espeleología del Centro Excursionista Moncayo (SECEM). Avenida estación. 50500-Tarazona (Zaragoza)

Abstract (Casteret Ice Cave (Ordesa and Monte Perdido National Park, Huesca): first contributions to the ice record): *Ice caves are singular and vulnerable palaeoclimatic records. The occurrence of ice caves has been known in Spain since many decades, although their scientific study has started only in very recent times. Casteret Ice Cave (2690 m a.s.l., Monte Perdido Massif, Central Pyrenees) is the most known ice cave in the Pyrenees. The cave contains several ice bodies, including seasonal and perennial ice accumulations with guano layers within the ice. This study presents preliminary data on environmental parameters of the cave, some features of the ice deposits, as well as the first ^{14}C date (394 cal BP) of the bottom of the perennial ice accumulation. The palynological analysis of two guano layers within this ice body has also been done in order to test the palaeoenvironmental potential of this type of deposits.*

Palabras clave: cuevas heladas, polen, PEH, Pirineos
Key words*: ice caves, pollen, LIA, Pyrenees*

INTRODUCCIÓN

Las cuevas heladas son cavidades formadas en un sustrato rocoso que contienen acumulaciones perennes de agua en estado sólido (nieve o hielo) (Perşoiu y Onac, 2012). Los Pirineos, junto con algunos sectores de la Cordillera Cantábrica, son los únicos entornos de la Península Ibérica en los que hay constancia actual de la presencia de cuevas heladas. La primera publicación acerca de la existencia de cuevas de hielo en España es de 1926, después de que Norbert Casteret descubriera la Espluca Negra (macizo del Monte Perdido), cueva cuyo nombre fue cambiado a Cueva Helada de Casteret por el Club Alpino Francés. Es la cueva helada más conocida del Pirineo. A partir de entonces numerosas cuevas heladas en diferentes macizos pirenaicos como Aspe, Arañonera, Escuaín o Cotiella han sido objeto de exploraciones espeleológicas. Aunque es en los últimos años cuando las cuevas heladas han adquirido relevancia científica debido a su potencial paleoambiental y paleoclimático.

La publicación de numerosos trabajos sobre cuevas heladas en Alpes (Laursen, 2010; Luetscher et al., 2013; Spötl et al., 2013; Spötl y Cheng, 2014) y Cárpatos (Feurdean et al., 2011; Perşoiu y Pazdur, 2011; Perşoiu et al., 2011) responden a este interés. Sin embargo, el estudio de las cuevas de hielo en el Pirineo resulta todavía muy incipiente y los únicos trabajos existentes son los pioneros estudios de Sancho el al. (2012), Belmonte (2014), Belmonte et al. (2014) y Bartolomé et al. (en prensa). Además, el volumen de hielo en estas cuevas heladas está disminuyendo drásticamente de año en año debido al incremento de las temperaturas a nivel global (Kern y Perşoiu, 2013). Se trata, por tanto, de depósitos únicos y muy vulnerables ante las variaciones del clima. En este sentido, estos registros requieren una atención investigadora urgente debido al riesgo inminente que existe de perder la información paleoclimática y paleoambiental singular que contienen (Kern y Perşoiu, 2013).

La Cueva Helada de Casteret alberga diferentes formaciones y depósitos fósiles de hielo, pero hasta la fecha se desconoce el significado de estas acumulaciones, así como la dinámica actual de la cueva. En este trabajo se presentan los primeros resultados de datos ambientales, cronológicos y palinológicos de la cueva.

ÁREA DE ESTUDIO

La Cueva Helada de Casteret (Fig 1a) (42º 40' 59" N, 0º 1' 49" W, 2690 m s.n.m.) es una cavidad situada en el Macizo calcáreo de Monte Perdido, dentro del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (PNOMP). Se trata de una galería de más de 500 m de largo que se desarrolla en la Fm Gallinera (Robador, 2005) siguiendo el eje de un sinclinal colgado. Esta estructura se integra en el sistema de

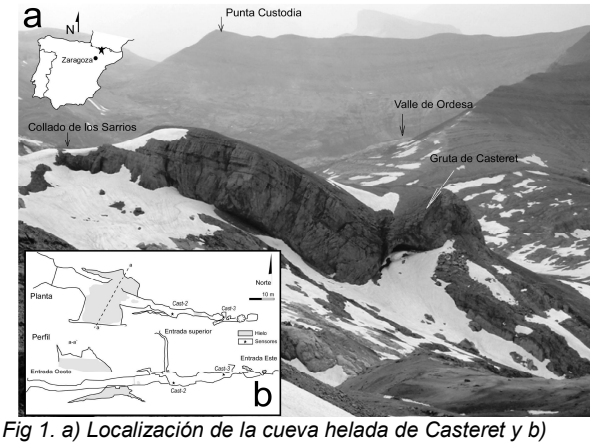


Fig 1. a) Localización de la cueva helada de Casteret y b) topografía de la cavidad.

cabalgamientos Larra-Monte Perdido dentro de las Sierras Interiores (Teixell, 1992).

La entrada a la cueva por la boca inferior (2690 m s.n.m.) da paso a una gran sala de unos 40 m de ancho con el fondo helado y diferentes depósitos de hielo. La galería se estrecha hasta llegar a la entrada este. Existe también otra entrada por la parte superior (2710 m s.n.m.) (Fig. 1b).

METODOLOGÍA

A lo largo de los años 2013 y 2014 se han realizado diversas campañas de campo para la instalación de sensores de temperatura y caracterización general de la cueva. El hielo que cubre el fondo presenta intercalados niveles de guano. Inicialmente se obtuvo una muestra para ser datada mediante radiocarbono en el laboratorio *Direct AMS* de Seattle. Ese mismo nivel de guano y uno adicional, también fueron muestreados para realizar un análisis palinológico. El tratamiento de laboratorio para aislar el polen se llevó a cabo siguiendo el protocolo físico-químico clásico establecido por Moore et al., (1991), en el laboratorio del IPE-CSIC.

PARÁMETROS AMBIENTALES Y DINÁMICA ACTUAL

La instalación de dos sensores de temperatura (Cast 2 y Cast 3) en diferentes puntos de la cavidad (Fig.1b), ha permitido obtener datos sobre la evolución de la temperatura a lo largo de un año (2013-2014) (Fig. 2).

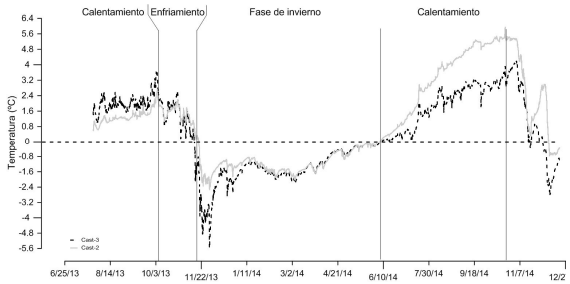


Fig 2. Variación de la temperaturades de verano de 2013 a otoño de 2014 del interior de la cueva registrada por 2 sensores de temperatura.

Los datos indican que existe una fase de enfriamiento debido a la entrada de aire frío en la cueva que comienza en octubre y que da paso al periodo invernal con temperaturas por debajo de los 0ºC, alcanzando mínimas de -5,6ºC. A partir de mediados de junio la temperatura supera los 0ºC, llegando a los 5,9ºC de máxima, indicando así, condiciones generales para la fusión del hielo. Considerando el papel de la circulación de aire en la cavidad, tanto en invierno como en verano, se trata de una cueva dinámica de acuerdo con la clasificación de Luetscher y Jeanning (2004).

Las temperaturas que registran ambos sensores son muy parecidas y muestran la misma tendencia. No obstante, cabe destacar que existen algunas variaciones significativas (por ejemplo en el periodo de calentamiento de verano de 2014) entre los dos sensores. Estas variaciones de temperatura pueden responder al taponamiento o fusión de nieve en alguna de las entradas de la cueva, lo cual facilita o impide el intercambio puntual de aire con el exterior. Por otro lado, las temperaturas del verano de 2014 en la cavidad han sido más cálidas que las de 2013.

LAS ACUMULACIONES DE HIELO

A pesar de la gran cantidad de nieve que penetra en la cueva por la entrada superior, el tipo de hielo presente en la Cueva de Casteret es de congelación (Luetscher y Jeanning, 2004), procedente del agua infiltrada desde el epikarst. La cueva alberga diferentes tipos de acumulaciones de hielo: fósiles (Fig. 3 a,b,c) y no perennes (Fig. 3d).

Aprovechando un hueco circular de fusión, de unos 5 m de diámetro, abierto en el hielo fósil que recubre el fondo de la galería principal por la escorrentía desde el techo, se observa una acumulación de unos 3 m de espesor compuesta por hielo masivo y bandeado de diferentes tonos con estratificación horizontal. El hielo presenta intercalaciones de niveles continuos de guano y materia orgánica (Fig. 3 a,b,c). El origen del guano parece relacionado con una gran acumulación de geometría cónica existente en el centro de la sala. En ella se observaron abundantes plumas de córvidos, apuntando a estos animales como posibles productores del guano.

Por otro lado, las acumulaciones de hielo no perennes engloban espeleotemas y columnas estacionales (Fig. 3 d). Con los datos de temperatura disponibles parece que la formación de hielo estacional se produciría cuando existe fusión de la cobertera nival sobre la cueva y temperaturas por debajo de 0ºC en el interior, durante la fase de invierno.

Las observaciones hechas por la primera visita de

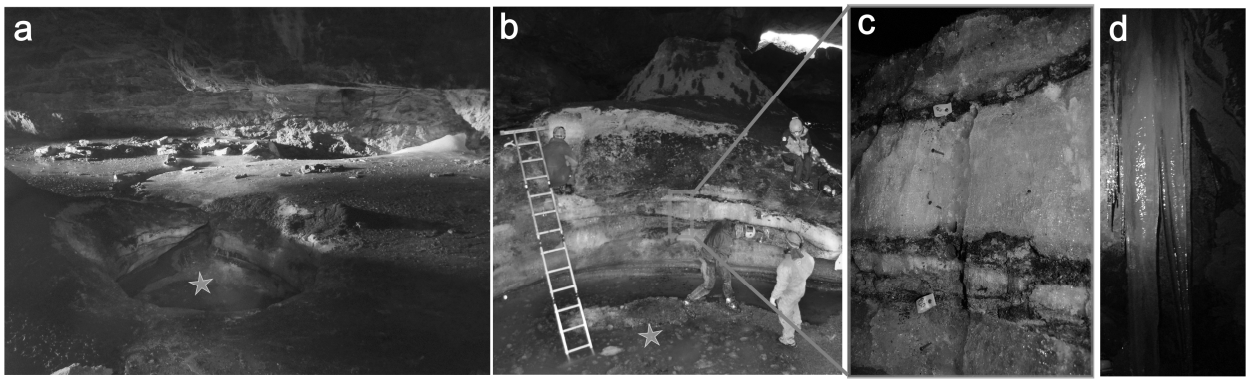


Fig. 3. Imágenes de los diferentes tipos de depósitos de hielo de la cueva helada de Casteret. a) Vista general de la sala principal de la cueva con el fondo recubierto por hielo fósil. La estrella indica el hueco que ha permitido acceder a la acumulación. b) Depósito de hielo fósil con niveles de guano intercalados. c) Detalle de los niveles de guano. d) Estalactitas de hielo estacionales.

Norbert Casteret a la cueva sugieren que la cantidad de hielo disminuyó ligeramente de 1926 a 1950, siendo constante hasta la década de los ochenta (a excepción de un gran evento de fusión ocurrido en 1958 seguido de una rápida recuperación). La cantidad de hielo ha disminuido notablemente hasta hoy en día. De hecho, algunas áreas como el conocido "Niagara helado", han sido afectadas por una dramática reducción en la cantidad de hielo, de la misma manera que algunas columnas de hielo han sido reducidas a la mínima expresión o incluso han llegado a desaparecer (Bernand y Van Thienen, 1987).

Esta reducción del volumen del hielo presenta una tendencia general para todas las cuevas heladas del Pirineo, alcanzando la completa extinción en muchas de ellas a lo largo de los últimos años.

EL POTENCIAL PALEOAMBIENTAL DE LOS DEPÓSITOS DE HIELO

Como se ha mencionado anteriormente, se ha comenzado con el estudio cronológico y paleoambiental de los depósitos fósiles de la Cueva de Casteret. Desde el punto de vista cronológico se ha datado uno de los niveles de guano situado en la base del depósito. La edad obtenida es de 394 cal BP (D-AMS 008326), sugiriendo que la formación de hielo tuvo lugar durante la PEH (Pequeña Edad de Hielo), periodo climático frío en el que se produjo un avance en los glaciares pirenaicos (González-Trueba et al., 2008; García-Ruiz et al., 2013).

Por lo que se refiere al análisis paleoambiental, se ha utilizado como indicador el polen presente en el guano intercalado en el hielo. Diversos trabajos ponen de manifiesto el guano como un excelente material a la hora de contener y conservar granos de polen y esporas (Carrión et al., 2006; Louis y Maher, 2006). De este modo, el polen conservado en el depósito helado suministra información acerca de las variaciones sufridas por la vegetación del entorno a lo largo del tiempo en el que se acumularon el guano y el hielo (Feurdean et al., 2011).

Los niveles de guano analizados (uno corresponde a la datación y otro queda por debajo en el depósito) demuestran tener potencial paleoambiental debido a la buena conservación del polen (Fig. 4) y la gran variedad taxonómica, 43 taxones, de los cuales los más representativos han sido seleccionados y representados en la Fig. 4. Las proporciones de AP (Arboreal Pollen) no son muy superiores a las de NAP (Non Arboreal Pollen) y, aunque el pino sea el taxón dominante en estos niveles, el componente herbáceo formado principalmente por Poaceae, Cichorioideae, *Plantago* y Ranunculaceae alcanza gran importancia.

Las especies entomófilas (es decir, polinizadas por animales) suelen estar sub-representadas respecto a las anemófilas (especies polinizadas por el viento) en los diagramas polínicos de las secuencias sedimentarias procedentes de lagos, turberas, sedimentos marinos etc. Sin embargo, tal y como se observa en la Fig. 4, y en otros trabajos (Carrión et al., 2006; Leroy y Sims 2006), existe una buena representación de las especies entomófilas en los depósitos de guano, al igual que ocurre en los sedimentos de cuevas y yacimientos arqueológicos en general (González-Sampériz, 2004). Por lo tanto, la información polínica obtenida a partir del guano acumulado en las cuevas, puede ser complementaria a la obtenida en los registros lacustres de este entorno, como son el ibón de Marboré (Leunda, 2013), o la Basa de la Mora (Pérez-Sanz et al.,

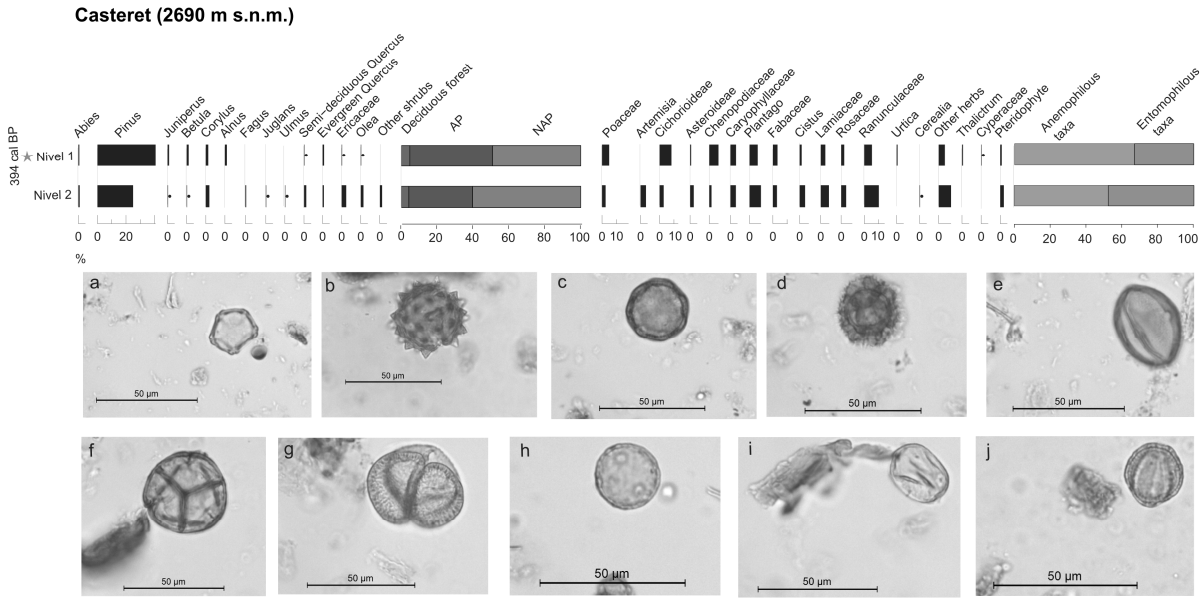


Fig 4. Histograma polínico de los dos niveles de guano analizados con los taxones más representativos. Se han incluido varios grupos polínicos: Deciduous forest (Betula, Corylus, Alnus, Fagus, Juglans, Ulmus),other shrubs (Rhamnus, Genista, Daphne), other herbs (Brassicaceae, Gentiana, Linum, Scrophulariaceae, Geraniaceae, Saxifragaceae, Poligonaceae, Rumex), Anemophilous taxa (Abies, Pinus, Juniperus, Betula, Corylus, Alnus, Fagus, Juglans, Evergreen Quercus, Semi-deciduous Quercus, Ulmus, Olea, Poaceae, Artemisia, Chenopodiaceae, Plantago, Rumex, Urtica, Cyperaceae), Entomophilous taxa (Ericaceae, Genista, Cichorioideae,Asteroideae, Caryophyllaceae, Fabaceae, Cistus, Lamiaceae, Rosaceae, Brassicaceae, Gentiana, Linum, Scrophulariaceae, Geraniaceae, Saxifragaceae, Poligonaceae). Microfotografías de algunos taxones presentes en los niveles de guano: a)Alnus, b)Asteroideae, c)Caryophyllaceae, d)Cichorioideae, e)Cistus, f)Ericaceae, g)Pinus, h)Plantago, i)Poaceae, j)Ranunculaceae.

2013). De este modo, podría paliarse el mencionado sesgo que sufren las especies entomófilas en los registros lacustres, logrando así una reconstrucción paleoambiental de mayor calidad.

CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS

Las cuevas heladas albergan depósitos únicos y muy vulnerables ante las variaciones del clima. En este sentido, estos registros requieren ser investigados a la mayor brevedad posible debido al riesgo inminente que existe de perder la información paleoclimática y paleoambiental singular que poseen.

La datación de radiocarbono realizada en el depósito de hielo de la Cueva Helada de Casteret confirma que el hielo se formó durante la PEH y que los niveles de guano presentes en el depósito contienen polen. Así pues, se prevé ampliar el estudio cronológico y polínico a cada uno de los niveles de guano. De este modo se podrá delimitar el periodo exacto en el que se formó el hielo además de poder contextualizarlo con la vegetación del entorno. También se tiene previsto muestrear el depósito de hielo para realizar análisis isotópicos de $\delta^{18}O$ y δH de cara a complementar la información paleoclimática.

Es necesario continuar con el registro de los parámetros ambientales de la cueva helada y de este modo realizar el seguimiento del volumen de los depósitos helados. Por otro lado, se continuará con la exploración espeleológica y estudio científico de nuevas cuevas heladas pirenaicas.

Agradecimientos: Este estudio ha sido realizado gracias a los proyectos 258/2011 (Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino-Organismo Autónomo Parques Nacionales), DINAMO2 (CGL2012-33063) y a la Ayuda a la Investigación del Geoparque de Sobrarbe 2014 concedida al proyecto: *Cronología y caracterización palinológica de depósitos de hielo en cuevas del Geoparque de Sobrarbe*. Agradecer también a los guardas del refugio de Góriz por el apoyo prestado.

Referencias bibliográficas

Bartolomé, M., Sancho, C., Osácar, C., Moreno, A., Leunda, M., Oliva, B., Spötl, Ch., Luetscher, M., López-Martínez, J., Belmonte, A. *En prensa*. Characteristics of cryogenic calcites in Pyrenean ice caves (Northern Spain). *Geogaceta*.

Belmonte, A. (2014): *Geomorfología del macizo de Cotiella (Pirineo Oscense): cartografía, evolución paleoambiental y dinámica actual*. Tesis Doctoral Universidad de Zaragoza, Zaragoza (España), 500pp.

Belmonte-Ribas, A., Sancho, C., Moreno, A., López-Martínez, J. and Bartolomé, M. (2014). Present-day environmental dynamics in ice cave A294, Central Pyrenees, Spain. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 37, 131-140

Bernand, P., Van Thienen, M. (1987). *Gavarnie. Les grottes glacées du Marboré*. 136pp.

Carrión, J.S., Scott, L,.Marais, E. (2006). Environmental implications of pollen spectra in bat droppings from southeastern Spain and potential for palaeoenvironmental reconstructions. *Review of Palaeobotany and Palynology* 140, 175-186

Feurdean, A., Perşoiu, A., Pazdur, A., Bogdan, P.O (2011). Evaluating the palaeoecological potential of pollen recovered from ice in caves: A case of study from Scărişoara Ice Cave, Romania. *Review of Palaeobotany and Palynology* 165, 1-10.

García-Ruiz, J.M., Palacios, D., De Andrés, N., Valero-Garcés, B., López-Moreno, J.I., Sanjuán, Y. (2014). Holocene and "Little Ice Age" glacial activity in the Marboré Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees.*The Holocene* 24 (11), 1439-1452.

González-Sampériz, P. (2004). Análisis palinológico del yacimiento de Los Baños de Ariño (Teruel). El yacimiento arqueológico de Los Baños de Ariño. Memoria de excavación.(Utrilla, P., Rodanés, J.M.eds.): 59-62

González Trueba JJ, Martín Moreno R, Martínez de Pisón E., Serrano, E. (2008). 'Little Ice Age' glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene* 18, 551–568.

Kern, Z., Perşoiu, A. (2013). Cave ice- the imminent loss of untapped mid-latitude cryospheric palaeoenvironmental archives. *Quaternary Science Reviews* 67, 1-7.

Laursen, L., (2010). Climate scientists shine light on cave ice. *Science* 329, 746–747.

Leunda, M. (2013). *Caracterización ambiental del Holoceno reciente en el ibón de Marboré, Huesca, Pirineo Central. Primeros resultados del análisis palinológico*. Trabajo Fin de Máster. Universidad de Zaragoza. 56pp.

Leroy, S.A.G., Simms, M.J. (2006). Iron Age to Medieval entomogamous vegetation and Rhinolophushipposideros roost in south-eastern Wales (UK). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 237, 4-18.

Louis J., Maher Jr. (2006). Environmental information from guano palynology of insectivorous bats of the central part of the United States of America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 237, 19-31.

Luetscher, M., Jeannin, P.Y. (2004). A process-based classification of mid-latitude, low-altitude ice caves. *Theoretical and applied karstology* 17, 5-10.

Luetscher, M., Borreguero, M., Moseley, G., Spötl, C., Edwards, R.L. (2013). Alpine permafrost thawing during the Medieval Warm Period identified from cryogenic cave carbonated. *The Cryosphere* 7, 1073-1081.

Moore. P.D., Webb, J.A., Collison, M.E., (1991). *Pollen Analysis*, Second Ed. Blackwell Scientific Publications.

Pérez-Sanz, A., González-Sampériz, P., Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Gil-Romera, G., Rieradevall., M., Tarrats, P., Lasheras-Álvarez, L., Morellón, M., Belmonte, A., Sancho, C., Sevilla-Callejo, M., Navas, A. (2013). Holocene Climate variability, vegetation dynamics and fire regime in the Central Pyrenees: the Basa de la Mora sequence (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* 73, 149-169.

Perşoiu, A., Onac, B.P., Wynn, J., Bojar, A.V., Holmgren, K. (2011). Stable isotopes behaviour during cave ice formation by water freezing in Scărişoara Ice Cave, Romania. *Journal of Geophysical Research* 116.

Perşoiu, A., Pazdur, A., (2011). Ice genesis and its long term dynamics in Scărişoara Ice Cave, Romania.*The Cryosphere* 5, 45-53.

Perşoiu, A., Onac, B.P., (2012). *Ice in caves*. En: Encyclopedia of Caves (W.B. White, D.C. Culler Eds.), segundaed .Elsevier, 399–404.

Robador, A. (2005). *El Paleoceno e Ilerdiense inferior del Pirineo occidental: Estratigrafía y sedimentología*. Tesis Doctoral, Univ. delPais Vasco-EHU, 456 pp.

Sancho, C., Belmonte, A., Moreno, A., Bartolomé, M., Calle, M., Santolaria, P. (2012). Potencial paleoclimático de la cueva helada A294 (Macizo de Cotiella, Pirineos, Huesca). *Geogaceta* 52, 101-104.

Spötl, C., Paula J Reimer, P.J., Luestscher, M. (2013). Long term mass balance of perennial firn and ice in an Alpines cave (Austria): Constrains from radiocarbon-dated wood fragments. *The Holocene* 24(2), 164-175.

Spötl, C., Cheng, H. (2014). Holocene climate change, permafrost and cryogenic carbonate formation: insights from a recently deglaciated, high-elevation cave in the Austrian Alps. *Climate of the Past.* 10, 1349-1362.

Teixell, A. (1992). Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la Zona Axial pirenaica. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 252pp.

TRACKING THE ORIGIN OF $\delta^{18}O$ VARIABILITY IN SPELEOTHEMS: EXAMPLES FROM THE ORDESA AND MONTE PERDIDO NATIONAL PARK (NE IBERIA)

A. Moreno [(1)], M. Bartolomé [(1,2)], C. Pérez [(1,2)], C. Sancho [(2)], I. Cacho[(3)], H. Stoll [(4)], A. Delgado-Huertas [(5)], R. L. Edwards [(6)] and H. Cheng [(6,7)]

(1) Department of Geoenvironmental Processes and Global Change, Pyrenean Institute of Ecology – CSIC, Avda. Montañana 1005, 50059 Zaragoza, Spain. amoreno@ipe.csic.es; mbart@ipe.csic.es; cperez@ipe.csic.es
(2) Earth Sciences Department, University of Zaragoza, C/Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain. csancho@unizar.es
(3) CRG Marine Geosciences, Department of Stratigraphy, Paleontology and Marine Geosciences, Faculty of Geology, University of Barcelona, C/Martí i Franqués, s/nº, 08028 Barcelona, Spain. icacho@ub.edu
(4) Department of Geology, University of Oviedo, C/Arias de Velasco, s/nº 33005 Oviedo, Spain hstoll@geol.uniovi.es
(5) Stable Isotope Biogeochemistry Laboratory, IACT-CSIC, Avda. de Las Palmeras nº 4, 18100, Armilla (Granada) Spain antonio.delgado@csic.es
(6) Department of Earth Sciences, University of Minnesota, 310 Pillsbury Drive SE, Minneapolis, MN 55455-0231, EEUU.
(7) Institute of Global Environmental Change, Xian Jiaotong University, Xian 710049, China

Resumen (Interpretación del $\delta^{18}O$ en espeleotemas: ejemplos en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido): *La monitorización estacional de cuatro cavidades localizadas en un transecto altitudinal en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Pirineo Central) ha permitido discriminar la temperatura como el principal factor ambiental que controla la variación del $\delta^{18}O$ en goteos y precipitados actuales de carbonato que, no solo muestran oscilaciones estacionales sino también valores enriquecidos en las cuevas de menor altitud (mayor temperatura). Esta influencia de la temperatura se mantiene en estalagmitas de tres cuevas diferentes que siguen las mismas tendencias durante el Holoceno, pero con valores distintos del $\delta^{18}O$ en función de su altitud. Así, se presenta la reconstrucción entre 10 y 6 ka BP, marcada por una transición hacia un periodo más cálido entre 10-8 ka BP cuando se alcanza el Óptimo Climático y un enfriamiento posterior (8-6 ka BP), asociado con el periodo Neoglaciar.*

Palabras clave: estalagmitas Holocenas, $\delta^{18}O$, seguimiento instrumental, Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido
Key words*: Holocene stalagmites, $\delta^{18}O$, monitoring survey, Ordesa and Monte Perdido National Park*

INTRODUCTION

Speleothems are extraordinary archives of past environmental conditions, especially due to the high accuracy and precision of their dating and the control that climate variables, such as temperature and amount of precipitation, exert on their isotopic composition. However, interpreting isotopic variability ($\delta^{18}O$ is the main focus here) is not a simple task and, particularly for temperate areas such as the Iberian Peninsula, a deep understanding of the present day processes influencing in the cavities is necessary to disentangle the response of speleothems to past environmental forcings.

The Ordesa and Monte Perdido National Park, in the Central Pyrenees, includes extensive karstic areas with well developed endokarstic systems. Active drips and present precipitation of carbonates in cavities are common. Although not generally very abundant, there are speleothems growths in several of those cavities. This paper summarizes last three years work in the Park, including the seasonal monitoring survey carried out in four caves located in an altitudinal gradient (El Trucho, Arnales, Los Osos, Fuentes de Escuaín-B1) and the isotopic record resulting from compiling stalagmites from three different caves (Seso, El Trucho and La Bufona) for 10 to 6 ka BP.

The aim of this study is two-fold: first, isolate the environmental parameters influencing isotopic composition of farmed carbonate and, second, apply that finding to the environmental reconstruction obtained for the Early-Mid Holocene period.

LOCATION

The studied cavities are situated within the Ordesa and Monte Perdido National Park or in the area of influence (Fig. 1). This park, with its 35.000 Ha including the periphery, is one of the most iconic and oldest Parks in Spain (declared in 1918 and enlarged in 1982). It has an abrupt topography due to the strong altitudinal gradient existing among the four main valleys and the largest calcareous massif in Europe (with 22 peaks above 3000 m asl).

Karstic processes are of great importance in the Park and, in fact, the Escuaín karstic system with 33 km is today one of the longest explored gallery complex in Europe. Geological, geographical and speleological setting is different from every cave, being remarkable the difference of limestone thickness above the cavities (from a few meters to 1000 m). The climate of the study area is sub-Mediterranean with annual rainfall average around 1200 mm with peaks in spring and autumn and mean air temperatures range from 0.5 to 15°C.

METODOLOGY

Cavities for the monitoring survey were selected on an altitudinal gradient in the Escuaín – Revilla area (from 1065 to 2000 m asl) to determine the influence of altitude (and thus temperature) on the isotopic composition of dripwaters and in-farmed carbonate. This study is focused on the measurement of environmental variables outside (isotopic composition of rainfall events, daily temperature and precipitation from Borrastre-Fiscal weather station and isotopic composition of extracted water from soils above Seso Cave) and inside the cavities (temperature – hourly

measured - and dripwater rates and geochemical composition of dripwaters and carbonates – seasonally measured). In every cavity several sites were monitored to get control of internal variability. Isotopic composition of oxygen and hydrogen in water (rainfall and dripwater), expressed as $\delta^{18}O$ and δD ‰ V-SMOW, respectively, was analysed by using a Finnigan Delta Plus XL mass spectrometer at the IACT-CSIC in Granada.

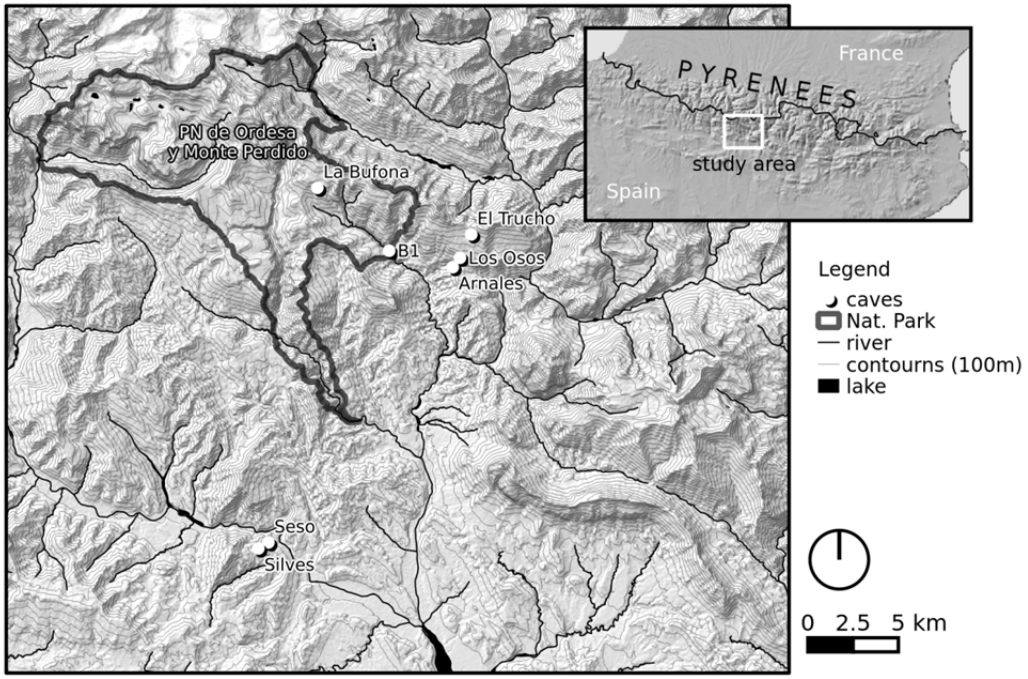


Fig. 1: Location of caves in the Ordesa and Monte Perdido National Park in NE Iberia.

Three stalagmites were selected for U-Th and stable isotope sampling (MER from Seso, NAT from El Trucho and VAN from la Bufona caves). Samples were taken in polished slabs using a manual microdrill every 5 mm for isotopes along the central axis and equally spaced for U-Th dating (paying attention to possible presence of growing hiatus). U-Th dating was carried out at the University of Minnesota, using methodology described previously (Shen et al., 2002) and measurements were conducted by a MC-ICP-MS (Thermo-Finnegan Neptune). Details of dates, U contents, and corrected initial $\delta^{234}U$ ratios are given in Table 1. Stable isotopes on carbonates (speleothems and glass slabs) were measured at the University of Barcelona using a Finnigan-MAT 252 mass spectrometer, fitted with a Kiel Carbonate Device I.

Table 1. ^{230}Th dating results. The error is 2σ error.

Sample Number	^{238}U (ppb)		^{230}Th / ^{232}Th (atomic x10^{-6})		$\delta^{234}U$* (measured)		^{230}Th / ^{238}U (activity)		^{230}Th Age (yr) (uncorrected)		^{230}Th Age (yr) (corrected)		$\delta^{234}U_{Initial}$** (corrected)	
Nat-0	179.6	±0.2	138	±3	48.7	±1.5	0.0894	±0.0004	9712	±44	**9416**	**±214**	50	±2
Nat-4	204.1	±0.3	107	±2	31.8	±2.2	0.0866	±0.0004	9559	±56	**9181**	**±273**	33	±2
Nat-12	217.3	±0.4	399	±8	31.7	±2.1	0.0757	±0.0003	8310	±36	**8222**	**±72**	32	±2
Nat-16	281.3	±0.5	187	±4	6.9	±2.1	0.0701	±0.0003	7870	±39	**7691**	**±132**	7	±2
Nat-21	302.4	±0.5	587	±12	-24.5	±2.3	0.0620	±0.0002	7161	±33	**7109**	**±49**	-25	±2
Nat-25	301.3	±0.5	226	±5	-25.4	±1.9	0.0554	±0.0003	6389	±37	**6268**	**±93**	-26	±2
VAN-5	11730	±53	32173	±650	-255.4	±1.7	0.0652	±0.0003	10036	±56	**10035**	**±56**	-263	±2
VAN-11	9422	±45	81051	±1716	-266.4	±2.2	0.0596	±0.0003	9284	±59	**9283**	**±59**	-273	±2
VAN-17	7966	±34	50436	±1036	-258.4	±4.8	0.0599	±0.0003	9231	±77	**9231**	**±77**	-265	±5
VAN-23	8107	±32	33177	±727	-278.1	±2.6	0.0531	±0.0003	8374	±55	**8373**	**±55**	-285	±3
VAN-26	7166	±33	30047	±612	-276.4	±1.8	0.0504	±0.0002	7906	±45	**7905**	**±45**	-283	±2
mer-0	155.6	±0.3	61	±1	344.7	±2.4	0.1149	±0.0007	9701	±60	**9028**	**±479**	354	±2
mer-7	268.6	±0.5	62	±1	387.5	±1.9	0.1119	±0.0004	9136	±39	**8512**	**±443**	397	±2
mer-12	284.0	±0.6	94	±2	387.9	±2.6	0.1060	±0.0004	8634	±42	**8248**	**±276**	397	±3
mer-15	166.3	±0.4	79	±2	357.0	±2.8	0.1042	±0.0011	8684	±99	**8221**	**±343**	365	±3
mer-31	307.8	±0.9	219	±4	449.9	±3.0	0.0890	±0.0004	6887	±34	**6753**	**±101**	459	±3
mer-36	260.4	±0.7	77	±2	456.8	±2.9	0.0894	±0.0004	6886	±36	**6504**	**±273**	465	±3
mer-37	298.3	±0.8	167	±3	410.6	±2.8	0.0779	±0.0004	6175	±33	**6017**	**±116**	418	±3

U decay constants: $\lambda_{238} = 1.55125x10^{-10}$ and $\lambda_{234} = 2.82206x10^{-6}$ and Th decay constant: $\lambda_{230} = 9.1705x10^{-6}$ (Cheng et al., 2013)
*$\delta^{234}U = ([^{234}U/^{238}U]_{activity} - 1)x1000$. ** $\delta^{234}U_{initial}$ was calculated based on ^{230}Th age (T), i.e., $\delta^{234}U_{initial} = \delta^{234}U_{measured} \times e^{\lambda 234 xT}$.
Corrected ^{230}Th ages assume the initial $^{230}Th/^{232}Th$ atomic ratio of 4.4 ±2.2 x10^{-6}. Those are the values for a material at secular equilibrium, with the bulk earth $^{232}Th/^{238}U$ value of 3.8. The errors are arbitrarily assumed to be 50%.

RESULTS AND DISCUSSION

From rainfall to in-situ farmed carbonates: the complex path of $\delta^{18}O$ modifications. In temperate regions such as the NE Iberian Peninsula is difficult to discern the influences on $\delta^{18}O$ variation in speleothems since temperature, amount of precipitation or even source effect are usually acting simultaneously (Genty et al., 2014; Moreno et al., 2014). However, our preliminary results for the Pyrenees have shown a seasonal pattern in rainfall isotopes in coherence with annual temperature cycle (Fig. 2). Those data also indicate a preliminary temperature-$\delta^{18}O$ relationship of 0.47‰/ºC that is only partially compensated by the -0.177 ‰/ºC due to calcite fractionation (Tremaine et al., 2011) thus allowing interpreting $\delta^{18}O$ in these speleothems as temperature indicator. The seasonal association with temperature observed in $\delta^{18}O$ rainfall is maintained in the isotopes from soil, dripwaters and in-situ precipitates of carbonates, only slightly modulated by the amount of rainfall (as observed for the enrichment in $\delta^{18}O$ during the very dry winter in 2012) allowing the interpretation of speleothem $\delta^{18}O$ as temperature changes, as in many alpine caves (Boch et al., 2009) (Fig. 2).

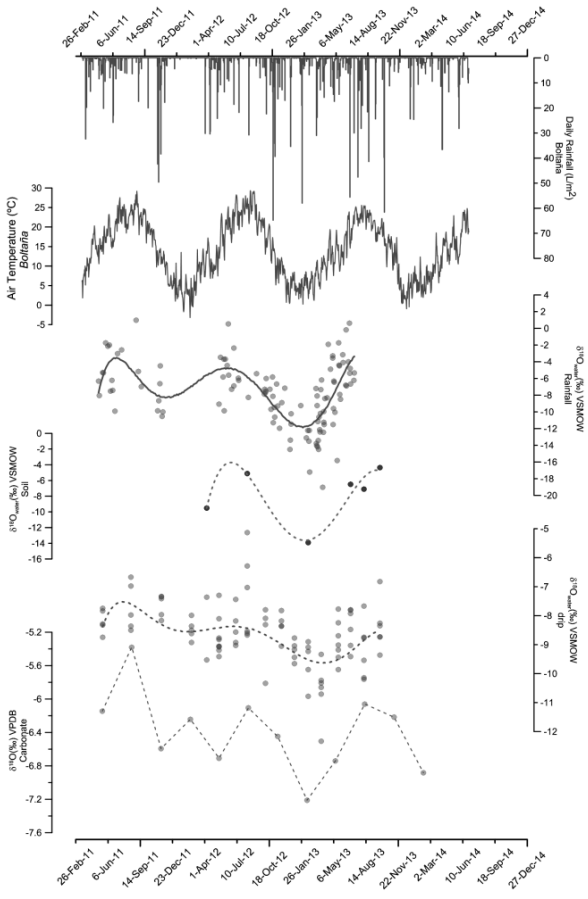


Fig. 2. From above to below: Amount of rainfall (l/m2) and air temperature (ºC) throughout the monitoring period, compared to $\delta^{18}O$ variability in rainfall (collected in Borrastre, Fiscal), soil water, dripwater and in-farmed carbonates in Seso cave (Boltaña). Note the seasonal pattern is present throughout.

When analysing together dripwater isotopic composition from different caves located in an altitudinal transect, it appears evident the temperature influence in the values of $\delta^{18}O$, being more negative in the higher altitude caves, as proposed in previous studies (Johnston et al., 2013). Thus, in Fig. 3, the $\delta^{18}O$ composition of dripwaters collected from four caves located in an altitudinal transect in Ordesa and Monte Perdido National Park (together with data from Seso and Silves caves located at a lower altitude) indicates a control of the altitude, and thus average temperature, in the isotopic variation.

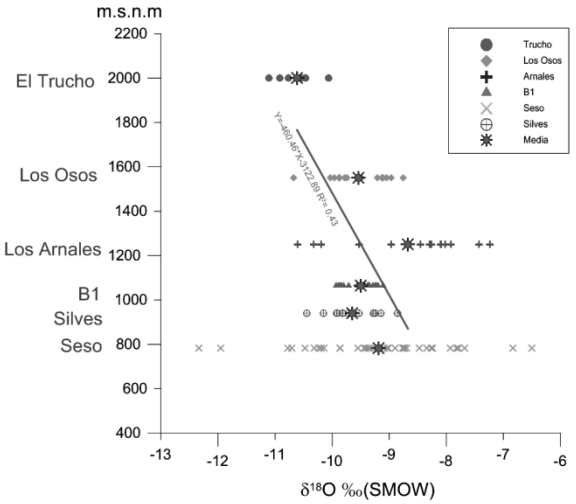


Fig. 3. Change in annually averaged $\delta^{18}O$ composition of dripwaters with altitude (temperature) of the studied cavities. Stars represent the average for every cave along the monitoring period.

Temperature influence on $\delta^{18}O$ variability along the Holocene. In order to explore if the influence of altitude (temperature) in the $\delta^{18}O$ signal is detected in speleothems, three stalagmites from caves located in a marked altitudinal transect were selected. Thus, in Figure 4, the $\delta^{18}O$ data from the three samples are plotted in the same axis and a clear gradient is observed, with less negative values in the cave of lower altitude (Seso cave, 782 m asl) respect to more negative values in the other two caves (El Trucho and Bufona at 2000 and 1825 m asl, respectively). In spite of the different values, the pattern is strikingly similar in the three samples showing a trend towards enriched values from 10 to 8 ka BP and a tendency towards lighter values afterwards (8-6 ka BP). Analysing these data accordingly to the monitoring survey, we propose temperature as the main factor behind $\delta^{18}O$ variability. The very coherent isotopic signal is a further support to discard local effects (diagenetic imprint, non-equilibrium fractionation).

Interpreting this signal as regional temperature variation divides the temporal sequence (from 10 to 6 ka BP) in two main periods. Thus, a continuous increase in temperature characterized the Early Holocene until the Climate Optimum was reached about 8 ka BP. Following this warm period, a colder period is deduced likely linked to the Neoglacial stage (García-Ruiz et al., 2014)

The fact that the $\delta^{18}O$ signal presented here is so well replicated in speleothems from different caves gives strong support to our interpretation and opens the door to further research on Pyrenean

speleothems as exceptional archives of thermal oscillations.

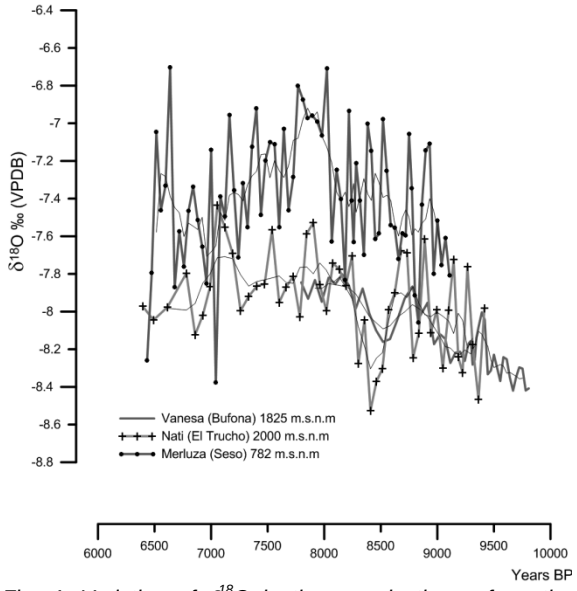


Fig. 4. Variation of $\delta^{18}O$ in three speleothems from the Ordesa and Monte Perdido National Park from 10 to 6 ka BP.

CONCLUSIONS

A monitoring survey carried out in four cavities in the Ordesa and Monte Perdido National Park and two more in a nearby area has allowed discriminating the factors influencing the $\delta^{18}O$ variation from rainfall to in-farmed carbonates. Temperature oscillations appear as the main mechanism behind isotopic variability, imprinting not only rainfall $\delta^{18}O$ but also soil, dripwaters and carbonates. This influence is also observed for Holocene speleothems where samples obtained from lower altitude caves show enriched $\delta^{18}O$ values. In spite the different values, the three analysed speleothems mark a similar pattern for the studied time period (10-6 ka BP). Thus, a warming trend until the Climatic Optimum (ca. 8 ka BP) and a cooling trend afterwards are reconstructed in coherence with other regional records (Pérez-Sanz et al., 2013). Replication of this signal gives further support to our interpretation of $\delta^{18}O$ variability in Pyrenean speleothems.

Acknowledgements: The funding for this study derives mainly from the research project 258/2011 funded by the Autonomous Organism of National Parks. CGL2010-16376, CGL2009-10455/BTE and CTM2013-48639-C-1-R projects are also acknowledged. This study has been possible thanks to the Ordesa and Monte Perdido National Park managers and guides and the Badalona Speleology Club.

References

Boch, R., Spötl, C., Kramers, J., (2009). High-resolution isotope records of early Holocene rapid climate change from two coeval stalagmites of Katerloch Cave, Austria. *Quaternary Science Reviews* 28, 2527–2538.

Cheng, H., Lawrence Edwards, R., Shen, C.-C., Polyak, V.J., Asmerom, Y., Woodhead, J., Hellstrom, J., Wang, Y., Kong, X., Spötl, C., Wang, X., Calvin Alexander, E., (2013). Improvements in 230Th dating, 230Th and 234U half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth and Planetary Science Letters* 371-372, 82–91.

García-Ruiz, J.M., Palacios, D., Andrés, N. de, Valero-Garcés, B.L., López-Moreno, J.I., Sanjuán, Y., (2014). Holocene and "Little Ice Age" glacial activity in the Marboré Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees. *The Holocene* 24 (11), 1439-1452

Genty, D., Labuhn, I., Hoffmann, G., Danis, P.A., Mestre, O., Bourges, F., Wainer, K., Massault, M., Van Exter, S., Régnier, E., Orengo, P., Falourd, S., Minster, B., (2014). Rainfall and cave water isotopic relationships in two South-France sites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 131, 323–343.

Johnston, V.E., Borsato, A., Spötl, C., Frisia, S., Miorandi, R., (2013). Stable isotopes in caves over altitudinal gradients: fractionation behaviour and inferences for speleothem sensitivity to climate change. *Climate of the Past* 9, 99–118.

Moreno, A., Sancho, C., Bartolomé, M., Oliva-Urcia, B., Delgado-Huertas, A., Estrela, M.J., Corell, D., López-Moreno, J.I., Cacho, I., (2014). Climate controls on rainfall isotopes and their effects on cave drip water and speleothem growth: the case of Molinos cave (Teruel, NE Spain). *Climate Dynamics* 43, 221–241.

Pérez-Sanz, A., González-Sampériz, P., Moreno, A., Valero-Garcés, B., Gil-Romera, G., Rieradevall, M., Tarrats, P., Lasheras-Álvarez, L., Morellón, M., Belmonte, A., Sancho, C., Sevilla-Callejo, M., Navas, A., (2013). Holocene climate variability, vegetation dynamics and fire regime in the central Pyrenees: the Basa de la Mora sequence (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* 73, 149–169.

Shen, C.C., Edwards, R.L., Cheng, H., Dorale, J.A., Thomas, R.B., Moran, S.B., Weinstein, S.E., Edmonds, H.N., (2002). Uranium and thorium isotopic and concentration measurements by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Chemical Geology* 185, 165–178.

Tremaine, D.M., Froelich, P.N., Wang, Y., (2011). Speleothem calcite farmed in situ: Modern calibration of $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ paleoclimate proxies in a continuously-monitored natural cave system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, 4929–4950.

RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMATICA DE LOS ÚLTIMOS 500 AÑOS A PARTIR DE ESPELEOTEMAS (CUEVA DE SESO, PIRINEO CENTRAL, HUESCA)

M. Bartolomé [1,2], A. Moreno [1], C. Sancho [2], I. Cacho [3], H. Stoll [4], L.R. Edwards [5], H. Cheng [5,6], J.Mas[7], X.Fuertes [7]

(1) Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC, Avda. Montañana 1005, 50059 Zaragoza, Spain. mbart@ipe.csic.es
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12,50009 Zaragoza, Spain.
(3) Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Universitat de Barcelona, C/Marti Franquès s/n 28080 Barcelona, Spain.
(4) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/Arias de Velasco, s/nº 33005 Oviedo, Spain
(5) Department of Earth Sciences, University of Minnesota, 310 Pillsbury Drive SE.
(6) Institute of Global Environmental Change, Xian Jiaotong University, Xian 710049 China.
(7) Grup d´espeleología de Badalona. Cor de marina Rambla 11, Badalona, Barcelona Spain.

Abstract (Paleoclimatic reconstruction during the last 500 years inferred from speleothems (Seso Cave, Central Pyrenees)): *Speleothems are useful terrestrial records to reconstruct the climate of the past. Precise ^{230}Th ages and stable isotopes ($\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$) of two stalagmites form Seso Cave in the Central Pyrenees reveal important climate changes in the area during the last 500 years. The good correlation between instrumental record (temperature and rainfall) and $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ of estalagmites allow us to reconstruct variations in these parameters in the past. $\delta^{18}O$ values show a variation of 0.56‰/ºC with the temperature, while $\delta^{13}C$ values are affected mainly by the amount of rainfall although this value can be affected by atmospheric depletion due to use of fossil fuel since industrial revolution.*

Palabras clave: Pirineo Central, Estalagmitas recientes, Cueva de Seso
Key words*: Central Pyrenees, recent stalagmites, Seso Cave*

INTRODUCCIÓN

La compresión del cambio climático futuro y sus posibles consecuencias requiere de estudios sobre los patrones climáticos actuales, el registro instrumental y los cambios climáticos del pasado. Las estalagmitas son excelentes registros terrestres del clima del pasado debido a la precisión con la que se pueden datar mediante el método del U/Th y a los indicadores isotópicos contenidos en el carbonato ($\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$), que permiten interpretar cambios ambientales, principalmente de temperatura y de cantidad de precipitación. Especial interés presentan las estalagmitas recientes, ya que la comparación de la señal paleoclimática contenida con el registro meteorológico instrumental permite establecer funciones de transferencia aplicables a la determinación cuantitativa de variaciones térmicas del pasado (Mangini et al., 2005). En este trabajo se presenta una reconstrucción climática preliminar basada en la composición isotópica ($\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$) de dos estalagmitas del Sistema de las Cuevas de Seso (Pirineo Central) para los últimos 500 años y su relación con datos meteorológicos instrumentales.

SITUACIÓN

La cueva de Seso es un pequeño sistema pseudokárstico situado en las proximidades del Caserío de Seso (Fig. 1) (Boltaña, Pirineo Central). Concretamente, este sistema aparece en el flanco oriental del anticlinal de Boltaña, que constituye el

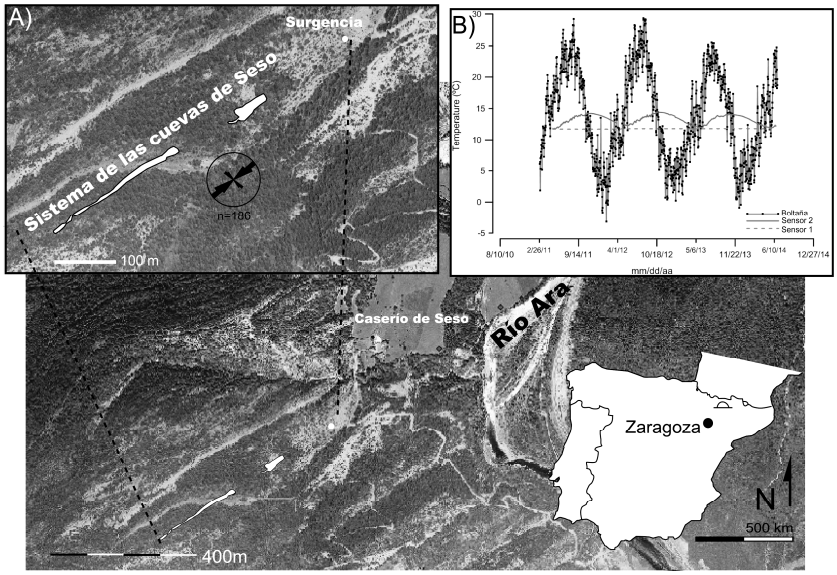


Fig. 1: A) Topografía del sistema de las cuevas de Seso. B) Variación de temperatura exterior e interior de la cueva durante el tiempo monitorizado

límite estructural entre la Cuenca de Jaca y la Unidad Surpirenaica Central. El sistema endokárstico está formado por dos cavidades, una superior de mayor desarrollo (300 m) y otra inferior (147 m) (Fig.1a) de menores dimensiones. Se abre en un paquete margoso entre bancos calizos de la Fm Boltaña (Eoceno) y su formación está controlada por la familia principal de fracturas (060-070E) y el buzamiento de la serie estratigráfica (020E) (Fig. 1a). Sobre el soporte litológico margoso del sistema aparece un suelo bien desarrollado de tipo calcisol cámbico, fuertemente erosionado en algunos sectores, que soporta un bosque compuesto principalmente por pinos (*Pinus sylvestris*), encinas (*Quercus ilex*), boj (*Buxus sempervirens*) y diversos tipos de gramíneas. En la parte más baja del sistema, aparece una surgencia (Fig. 1A), solo funcional durante periodos de intensas lluvias. El clima actual en la zona es un clima de transición Atlántico-Mediterráneo. Las precipitaciones ocurren principalmente durante la primavera y el otoño debido a la entrada de frentes Atlánticos. La cantidad de lluvia esta entorno a los 1000 mm/año y la temperatura media anual es de 13ºC.

METODOLOGÍA

Durante tres años (2011-2014) se ha llevado a cabo un seguimiento instrumental tanto de las variables ambientales en el interior de la cueva (temperatura, CO_2 y humedad relativa), como de la tasa de goteo y de su composición isotópica. Se extrajeron 2 estalagmitas que se cortaron longitudinalmente y sub-muestrearon para realizar dataciones mediante series de desintegración del Uranio y cada milímetro para los análisis isotópicos. Las dataciones se realizaron en la Universidad de Minnesota, EEUU, siguiendo el protocolo descrito en Edwars et al. (1987), utilizando un espectrómetro de masas multicolector (Neptune-Thermo Finnigan). El error relativamente alto de algunas muestras se debe al contenido en Th detrítico (^{232}Th). Finalmente, se ha construido el modelo de edad de los espeleotemas. Los análisis isotópicos se han realizado en la Universidad de Barcelona, usando un espectrómetro de masas Thermo Finnigan MAT252 acoplado con un CarboKiel-II. La precisión analítica fue estimada como mejor de 0.03‰ para el δ^{13}C y 0.08‰ para el δ^{18}O mediante la medida del estándar certificado NBS-19.

RESULTADOS

Parámetros ambientales

Dos sensores Hobbo v2 U23-001 de temperatura y humedad relativa junto con un pluviómetro se instalaron con el fin de conocer las variaciones de temperatura existentes y la respuesta a los eventos de lluvia en el interior de la cavidad. El sensor 1, instalado en el final de la cavidad, muestra una temperatura constante a lo largo del año. La temperatura media anual desde 2011 y hasta 2014 fue de 11.71ºC. Por otra parte, el sensor 2, situado más próximo a la entrada de la cavidad, muestra una variación relacionada con los cambios en la temperatura exterior pero observándose un retardo de 3 meses (Fig. 1B)

Las temperaturas máximas y mínimas son de 14.40 ºC y 11.89 ºC (variación máxima 2.51ºC) en esta parte de la cueva y tienen lugar durante el otoño y el invierno respectivamente. La humedad relativa es constante a lo largo del año (100%) en ambos sensores. El pluviómetro muestra una respuesta rápida ante un evento extremo de lluvia o varios consecutivos indicando que el tiempo de residencia de las aguas en el epikarst es escaso. Esta rápida respuesta se debe a una abundante red de fracturas y a la superficialidad del sistema (~2 m). En estas condiciones, sugieren una rápida transferencia de la señal climática a los espeleotemas.

Estalagmitas

Xevi es una estalagmita de 259 mm extraída en 2011. Muestra un desplazamiento del eje de crecimiento y las 5 dataciones realizadas (Tabla 1) indican que comenzó a crecer hace 517 años. Michaela es una estalagmita de 75 mm de longitud de forma cilíndrica y extraída en 2010. Cinco dataciones U/Th (Tabla 1) indican que comenzó a crecer hace 267 años. Los modelos de edad (Fig. 2b) muestran tasas de crecimiento que se han mantenido más o menos constantes en el tiempo.

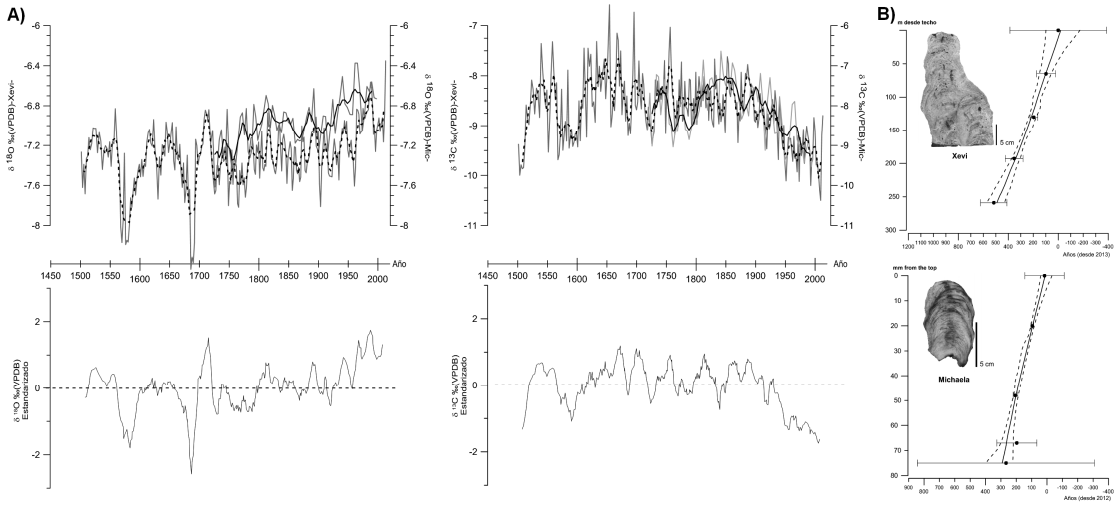


Fig. 2: A) Variación isotópica del δ^{13}C y δ^{18}O -arriba- (Michaela->línea negra continua, media móvil 3 años. Xevi-> línea negra discontinua, media móvil 3 años) y valores estandarizados en las estalagmitas Michaela y Xevi –abajo-. B) Modelos de edad para Michaela y Xevi.

Tal como se observa en la figura 2A las variaciones tanto del carbono como del oxígeno muestran tendencias similares. Este paralelismo entre los dos registros indica que la precipitación de calcita tuvo lugar en equilibrio (Dolare and Liu, 2011) pudiendo así concluir que las estalagmitas registran la señal climática.

Muestra mm	*^{238}U (ppb)*		*^{230}Th / ^{232}Th (ato x10^{6})*		*^{230}Th Age (No corr)*		*^{230}Th Age (corr)****	
Xevi 0	*451*	*±1*	***4.0***	***±0.1***	*495*	*±8*	***-115***	***±387***
Xevi 62	*299*	*±1*	***8***	***±0***	*204*	*±9*	***34***	***±76***
Xevi 130	*267*	*±1*	***25***	***±1***	*236*	*±10*	***132***	***±31***
Xevi 193	*299*	*±1*	***20***	***±1***	*452*	*±12*	***290***	***±71***
Xevi 259	*339*	*±1*	***20***	***±0***	*667*	*±10*	***454***	***±106***
Mic 0	*503.2*	*±1.0*	***4.8***	***±0.2***	*196*	*±6*	***-46***	***±128***
Mic 20	*412.1*	*±0.8*	***72.9***	***±6.0***	*101*	*±8*	***33***	***±9***
Mic 48	*417*	*±1*	***34***	***±1***	*223*	*±8*	***142***	***±15***
Mic 67	*413.4*	*±0.9*	***9.1***	***±0.3***	*380*	*±8*	***134***	***±130***
Mic 75	*389*	*±1*	***3.6***	***±0.1***	*1080*	*±15*	***204***	***±576***

Tabla 1:
[^{230}Th/^{238}U]actividad=1-e-λ^{230}T+(δ^{234}Umedido/1000)[λ^{230}/(λ^{230} - λ^{234})](1 - e-(λ^{230} - λ^{234}) T), donde T es la edad. Las constantes de desintegración son 9.1577 x 10-6 yr-1 para ^{230}Th, 2.8263 x 10-6 yr-1 para ^{234}U, y 1.55125 x 10-10 yr-1 para ^{238}U (Cheng et al., 2000). El grado de contaminación por 230Th se indica por la relación atómica [^{230}Th/^{232}Th] en lugar de la actividad. *c* Las correcciones en la edad se calcularon usando un valor medio cortical de la relación atómica [^{230}Th/^{232}Th] de 4.4 x 10-6 ± 2.2 x 10-6. Esos son los valores para el material en equilibrio secular, con un valor ^{232}Th/^{238}U cortical de 3,8. Los errores se asumen, arbitrariamente, como del 50%. ***Años BP

INTERPRETACIÓN

La señal climática registrada en las estalagmitas a partir de su composición isotópica está modulada por numerosos procesos que tienen lugar desde la lluvia, pasando por el epikarst y hasta la precipitación del carbonato dentro de las cavidades (Lachniet et al., 2010). Los valores isotópicos del δ^{13}C y δ^{18}O de la parte más reciente de Michaela y Xevi han sido comparados con la variación de la temperatura en el hemisferio norte y la variación de la precipitación (CRU,- Climate Research Union www.cru.uea.ac.uk/data). Los dos perfiles isotópicos muestran un excelente paralelismo con los datos instrumentales de temperatura y humedad. Por un lado, el δ^{18}O es paralelo al incremento de temperatura de época reciente (1808-2012) (Fig. 3B) y, por otro lado, el δ^{13}C se correlaciona muy bien con el aumento de la precipitación de las últimas décadas (Fig. 3A). Los valores isotópicos del δ^{18}O muestran una tendencia hacia valores más pesados conforme se produce el aumento de temperatura, del mismo modo las bajadas de temperatura que se observan se corresponden con una tendencia hacia valores isotópicos más ligeros. La correlación entre Michaela y la temperatura del Hemisferio Norte es de R^2=0.73 (Fig. 3C) indicando una fuerte relación entre las dos variables. Así, podemos calcular que la variación isotópica del δ^{18}O es del orden de 0.65‰/ºC y obtener una función de transferencia (δ^{18}O=0.61*(ΔTºC)-6.79) basada en la excelente correlación entre estas dos variables. Además, esta

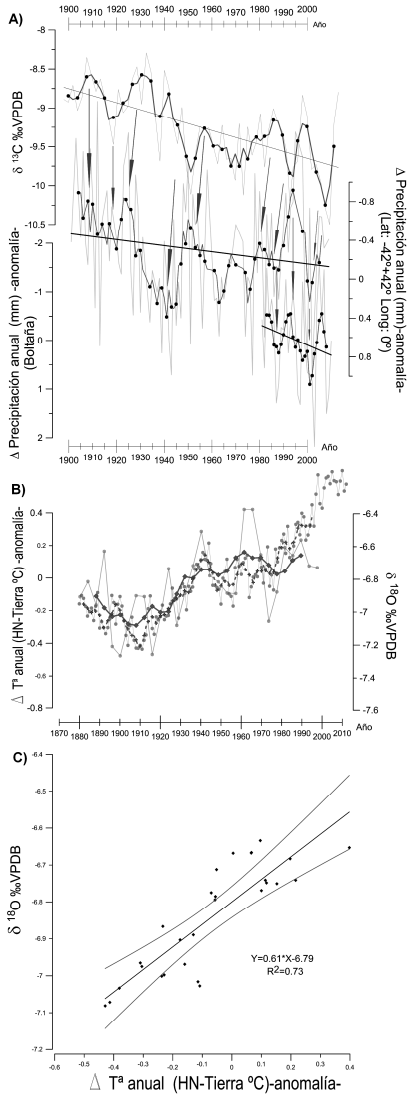


Fig. 3: A) Comparación del δ^{13}C de las estalagmitas con el registro instrumental de las precipitaciones (CRU) y Boltaña. B) Comparación del δ^{18}O de qué estalagmita Michaela con la variación de temperatura del H. Norte. C) Correlación entre el $\delta^{18}O_{Michela}$ y la temperatura

correlación positiva se observa más allá del periodo instrumental, apoyando la interpretación de los valores del δ^{18}O como cambios en temperatura para los últimos 500 años. Así en la Fig. 4 se muestra la variación de δ^{18}O en los espeleotemas (perfil estandariazado) de Seso comparadas con las reconstrucciones de temperatura propuestas por Morberg et al.,(2005),y Mann et al., (2008), Büngent et al., (2008) y, aunque el rango de temperatura obtenido en nuestro caso es mayor al obtenido por otros autores, la similitud entre registros tan diferentes y alejados es muy alta. La transferencia de la señal de la temperatura desde la lluvia al carbonato se puede deber principalmente a una elevada correlación del δ^{18}O de la lluvia con la temperatura en el momento de la precipitación, de modo que en el proceso de fraccionamiento agua-calcita no neutraliza del todo esta señal quedando finalmente reflejada en el carbonato.

En el caso de los valores del δ^{13}C, se observa un empobrecimiento conforme se produce el aumento

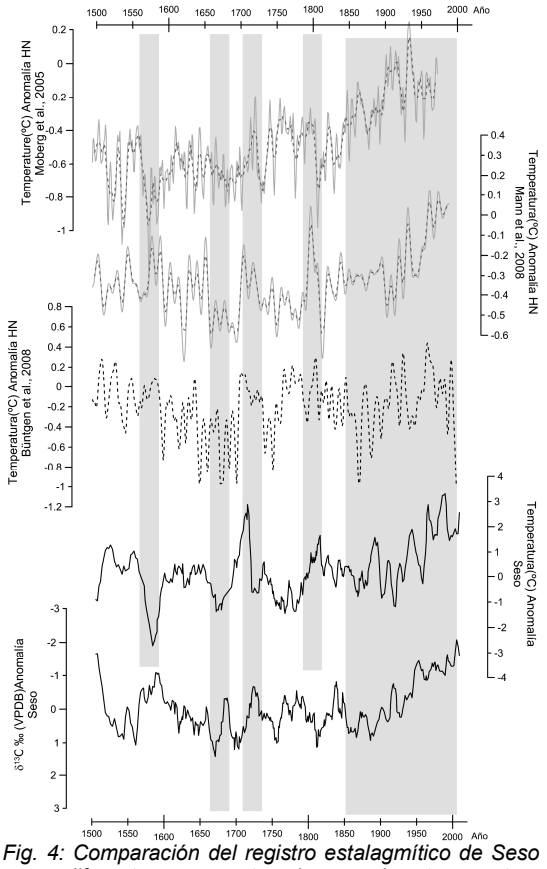


Fig. 4: Comparación del registro estalagmítico de Seso con diferentes reconstrucciones de temperatura propuestas para el Hemisferio Norte

de las precipitaciones (CRU) pero no existe una excelente correlación a nivel de detalle sino que se observa un cierto desfase temporal entre ambos registros. Un aumento de las precipitaciones, una recuperación de la cobertera vegetal o el empobrecimiento isotópico del CO_2 atmosférico debido a la quema de combustibles fósiles provocan un empobrecimiento de los valores isotópicos del $\delta^{13}C$ (Baker et al., 1997, Genty et al., 2003, Marino y McElroy, 1991) impidiendo asignar una causa única a la tendencia de valores negativos de las últimas décadas (Fig. 3A). Por otro lado, el aumento de las precipitaciones acompañado del calentamiento global podría producir una mayor actividad biológica (valores de $\delta^{13}C$ más negativos) por lo que el carbono también podría ser sensible a los cambios térmicos como se aprecia en otros registros ibéricos.

CONCLUSIONES

- Se presentan los primeros datos de una reconstrucción de temperatura para los últimos 500 años a partir de dos registros espeleotémicos en la zona central surpirenaica (Cueva de Seso, Boltaña, Huesca)

- El $\delta^{18}O$ de las estalagmitas muestra una buena correlación con la temperatura, por lo puede ser utilizado como un proxy para poder conocer las variaciones térmicas más allá del registro instrumental existente.

- El $\delta^{13}C$ también parece responder a cambios en la temperatura. No obstante, el análisis de elementos traza (Mg, Ca, Ba) de las estalagmitas ayudará a una mejor interpretación de los isótopos de carbono, permitiendo discriminar entre el papel de la temperatura, la cantidad de precipitación, la cobertera vegetal o el cambio isotópico del CO_2 atmosférico por la quema de combustibles fósiles.

Agradecimientos: Este estudio ha sido realizado gracias a los proyectos 258/2011 (Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino-Organismo Autónomo Parques Nacionales), Hidropast (CGL2009-10455/BTE) y OPERA (CTM2013-48639-C2-1-R) (Ministerio de Economía y Competetividad)

Referencias bibliográficas

Baker, A., Ito, E., Smart, P.L., McEwan, R.F., (1997). Elevated and variable values of 13 C in speleothems in a British cave system. *Chemical Geology* 136, 263–270.

Büntgen, U., Frank, D., Grudd, H., and Esper, J. (2008). Long-term summer temperature variations in the Pyrenees, *Clim. Dyn*., 31, 615–631, 2008.

Cheng, H., Edwards, R.L., Hoff, J., Gallup, C.D., Richards, D.A., Asmerom, Y. (2000). The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chemical Geology* 169, 17–33.

Dorale, J.A., and Liu, Z. (2009). Limitations of Hendy test criteria in judging the paleoclimatic suitability of speleothems and the need for replication. *J. Cave & Karst Studies* 71, 73- 80

Edwards, R.L., Chen, J.H., Wasserburg, G.J., (1987). ^{238}U ^{234}U–^{230}Th–^{232}Th systematic and the precise measurement of time over the past 500,000 yr. *Earth and Planetary Science Letters* 81, 175–192.

Genty, D., Blamart, D., Ouahdi, R., Gilmour, M., Baker, A., Jouzel, J., Van-Exer, S., (2003). Precise dating of Dansgaard–Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. *Nature* 421, 833–838.

Lachniet MS (2009) Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. *Quat Sci Rev* 28:412–432.

Mangini, A., Spötl, C., Verdes, P. (2005). Reconstruction of temperature in the Central Alps during the past 2000 yr from a d18 O stalagmite record. *Earth and Planetary Science Letters* 235 (2005) 741–751

Mann, M.E., Zhang, Z., Hughes, M.K., Bradley, R.S., Miller, S.K., Rutherford, S., Ni . F. (2008). Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface. temperature variations over the past two millennia *Proceedings of the National Academy of Sciences* Vol. 105, No. 36, pp. 13252-13257

Marino, B.D., McElroy, M.B., (1991). Isotopic composition of atmospheric CO2 inferred from carbon in C4 plant cellulose. *Nature* 349, 127–131

Moberg, A., Sonechkin, D.M., Holmgren, K., Datsenko, N.M., Karlén, W. (2005). Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature* 433, 613-61Martín-Chivelet , J., Muñoz-García , M.B., Edwards, R.L., Turrero, M.J.,Ortega, A.I. (2011). Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000 yr BP, based on d13C of speleothems. *Global and Planetary Change* 77 (2011)1–12

Moreno, A., Sancho, C., Bartolomé, M., Oliva-Urcia, B., Delgado-Huertas, A., Estrela, M.J., Corell, D., López-Moreno, J.I., Cacho, I., (2014). Climate controls on rainfall isotopes and their effects on cave drip water and speleothem growth: the case of Molinos cave (Teruel, NE Spain). *Clim Dyn* 43, 221–24

ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE ESPELEOTEMAS DEL SURESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. CARACTERIZACIÓN DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS

C.Jiménez de Cisneros, [(1)] C. Sequero [(1)], A. González-Román [(2)], y E.Caballero [(1)]

(1) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Avd. de las Palmeras nº4, 18100 Armilla (Granada) concepcion.cisneros@iact.ugr-csic.es/cjimenezdecisneros@ugr.es
(2) Instituto Geológico y Minero de España, IGME, Urb. Alcázar del Genil, 4-Edif. Zulema, Bajo,18006 - Granada

Abstract (Petrographic analysis of speleothems from southern Iberian Peninsula. Characterization of fluid inclusions.): *Speleothems are one of the main records of paleoclimatic data in continental environments provided that their mineralogy and initial geochemical have not been modified by diagenetic processes. In this case, paleoclimatic studies should be associated with a detailed petrological study to discover if the signals being recorded are primary, or if they have been modified by diagenetic processes or a mixture of both. It is of great interest to identify the textures that have precipitated close to isotopic equilibrium since it is a necessary condition for the correct interpretation of isotopic record. The possibility of recognizing the presence of primary fluid inclusions whose water corresponds to an aliquot of precipitation water from which the carbonate was formed, is a highly reliable tool in obtaining paleotemperatures.*

Palabras clave: inclusiones fluidas, espeleotemas, continental, paleoclimatología
Key words*: fluid inclusions, speleothems, continental, paleoclimatology*

INTRODUCCIÓN

El estudio petrográfico de los espeleotemas, constituye un aspecto básico como paso previo a los diferentes análisis geoquímicos que se realizan con la finalidad de obtener información paleoclimática, tanto para evitar las zonas de los espeleotemas que hayan sufrido alguna alteración diagenética (Frisia et al., 2002; Woo y Choi, 2006; Martín-García et al., 2009), como para estudiar la distribución y volumen de las inclusiones fluidas. Las propias variaciones petrográficas de los espeleotemas a lo largo del tiempo pueden constituir un indicador paleoclimático independiente y a la vez complementario de los datos geoquímicos que puedan obtenerse en el estudio de estos materiales. La posibilidad de reconocer las inclusiones fluidas primarias donde el agua contenida en ellas, cuando se conserva, corresponde al agua de precipitación a partir de la cual el carbonato se ha formado, constituye otra herramienta de gran fiabilidad y complementaria a la caracterización petrográfica para la obtención de paleotemperaturas de formación y por tanto de datos paleoclimáticos (Jiménez de Cisneros et al., 2011).

Conocer qué texturas han precipitado más cerca del equilibrio es de gran interés dado que el equilibrio isotópico es una condición necesaria para la correcta interpretación del registro isotópico (Frisia et al., 2000). Kim y O'Neil (1997) demuestran que cuando los cristales crecen a alta sobresaturación el fraccionamiento isotópico tiene lugar fuera del equilibrio. En los espeleotemas la textura más común es la calcita columnar descrita en la bibliografía como primaria y además apta para realizar en ella estudios isotópicos (Kendall y Broughton, 1978; Frisia et al., 2000) aunque otros autores la interpretan como producto de reemplazamiento o recristalización (González et al., 1992; Railsback, 2002). Frisia y Borsato (2010) demuestran una estrecha relación entre la fábrica cristalina reconocida y las condiciones de formación de la misma.

La utilización de estos materiales para obtener información paleoambiental y paleoclimática se debe fundamentalmente al hecho de que su génesis está fuertemente condicionada por factores de carácter ambiental relacionados con el clima y a que en los ambientes donde se forman se presentan una gran estabilidad de las condiciones climáticas. Son las variaciones estratigráficas de la composición isotópica de la calcita y de las inclusiones fluidas de los espeleotemas las que reflejan mejor los cambios en las condiciones ambientales y, gracias a la posibilidad de su datación absoluta constituyen una magnífica herramienta de correlación con otros registros continentales y marinos.
En este trabajo, se plantea un reconocimiento de las inclusiones fluidas, y un análisis de las texturas de espeleotemas procedentes del Sureste de la Península, con el objetivo de valorar posibles procesos diagenéticos que pudieran modificar la señal geoquímica originaria y que invalidaría el uso de estos materiales como indicadores de paleotemperaturas de formación y por tanto de datos paleoclimáticos (Jiménez de Cisneros et al., 2011).

CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

Los testigos estudiados proceden de la Cueva del Cuartillico del Agua y la Sima del Saliente, ambas situadas en el N de la provincia de Almería, cerca del límite con la provincia de Granada (Fig. 1). Las dos cavidades se han formado en dolomías y calizas alpujárrides atribuidas al Trías medio-superior. El entorno se localiza en un área de clima semiárido donde la precipitación media es de unos 300-350 mm anuales.

La Cueva del Cuartillico del Agua se encuentra en la ladera nororiental del Cerro del Roquez, a unos 4 km de distancía del núcleo de Chirivel. Se trata de un pequeño afloramiento que forma parte de una

delgada alineación de carbonatos cercana al contacto entre las Zonas Interna y Externa de la Cordillera Bética. La estructura es monoclinal, con

Fig. 1: Localización de las áreas en las que se sitúan las cavidades muestreadas. Plano modificado de IBERPIX (www. ign.es)

las capas buzantes al N en torno a 40-50º. Bajo el paquete de carbonatos, en la ladera S aflora el sustrato constituido por filitas del Triásico inferior. Del estudio geomorfológico del afloramiento se deduce la existencia de un paleodeslizamiento que afecta a gran parte de la ladera oriental, justo en la zona en la que se encuentran las cavidades (González-Ramón y Mateos, 2013). La cavidad es una consecuencia de este deslizamiento y su morfología se adapta a una fractura extensional de dirección N10E, perpendicular a la dirección de movimiento de la masa deslizada (desde el O hacia el E). Además de esta cavidad, en la masa deslizada se localizan otras dos de similares características. Todas se caracterizan por presentar gruesas coladas recubriendo sus paredes y, en algunas zonas, un espectacular cortejo de espeleotemas afectados por roturas atribuidas a movimientos gravitacionales de la roca de caja. El testigo extraído de la Cueva del Cuartillico del Agua procede de la pared N de la fractura principal, en una zona cercana a la entrada a la cavidad (Fig. 2).

La Sima del Saliente se sitúa en el límite occidental de la sierra del mismo nombre. Esta sierra conforma una alineación de carbonatos alpujárrides de la misma edad que los del Cerro del Roquez, que afloran en una banda estrecha y alargada en una dirección N40E (Fig. 1). Los carbonatos se encuentran buzantes al NO unos 30-40º. El sustrato está definido igualmente por filitas triásicas con el contacto situado a media ladera. La sima se encuentra a 1375 m s.n.m., se desarrolla a favor de una fractura de gran longitud paralela a la cresta de la sierra. En González-Ramón y Mateos (2013) se plantea también un origen gravitacional para esta sima y se interpreta como una fractura de descompresión generada a raiz del despegue de masas de carbonatos del frente SE de la sierra. La sima consiste en una sucesión de pozos y pasos entre bloques encajados en las paredes de la fractura, y es penetrable hasta una profundidad de 160 m. Las paredes por lo general aparecen recubiertas de gruesas coladas. Los testigos fueron extraídos en ambas paredes de la fractura, en la base del pozo de la entrada a una profundidad de unos 10 m desde la boca (Fig. 3).

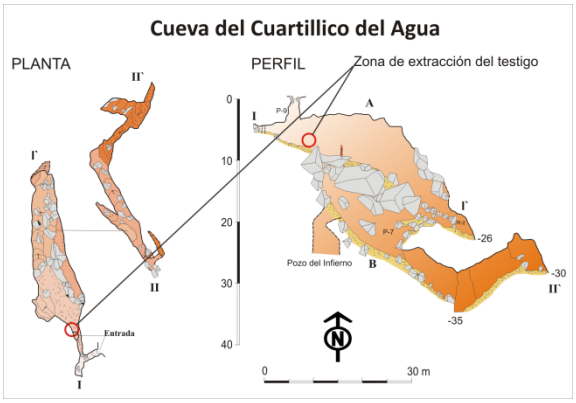


Fig. 2. Topografía de la Cueva del Cuartillico del Agua levantada en 1991 por el Grupo de Espeleología de Badalona (GEB) (González-Ramón, 2015) y situación de zona de extracción del testigo estudiado.

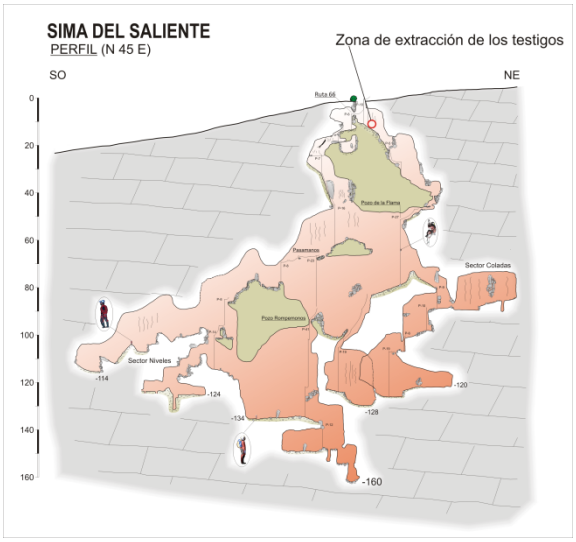


Fig 3. Perfil topográfico de la Sima del Saliente levantado en 2011 por la Asociación Espeleológica Velezana (AEV) (González-Ramón, 2015) y situación de la zona muestreada.

METODOLOGÍA

El estudio petrográfico se ha realizado mediante un microscopio de polarización "LEITZ WETZLAR standard WL" y un "OLIMPUS DP-20" equipado este último con equipo microfotográfico "OLIMPUS BX60. El análisis mineralógico se llevó a cabo mediante difracción de rayos X utilizando un difractómetro de Rayos X (X´PERT PRO de PANALYTICAL), equipado con un tubo de rayos X de ánodo de Cu (45kV, 40 mA); se utiliza el portamuestras giratorio para mejorar la estadística de la orientación, con un tiempo de rotación de las muestras de 4 segundos, un filtro de Ni y un detector del tipo RTMS (X´Celerator) de tipo lineal. La interpretación se realiza utilizando el propio software del equipo (X´Pert High Score). El análisis químico de los

componentes minoritarios y trazas se realizó por fluorescencia de rayos X mediante un espectrómetro secuencial de rayos X de dispersión por longitud de onda (WDXRF), S4 Pioneer de BRUKER, con una potencia máxima de 4 kW.

RESULTADOS

Todos los espeleotemas analizados presentan una composición calcítica (LMC), con una relación Mg/Ca 0.013%. El aspecto microscópico de las microfacies de calcita de los espeleotemas es muy variable. Su formación corresponde a una alternancia de bandas de crecimiento, de espesor variable. Estas láminas separan zonas con hábitos cristalinos diferentes, y están caracterizadas por la presencia más o menos de inclusiones e impurezas. Las texturas o fábricas reconocidas en general son columnares y fibrosas. Se observa en ellas una disposición paralela de cristales de calcita columnar primaria (CCp) y secundaria (CCr). Asociadas a las superficies de crecimiento es posible distinguir niveles con inclusiones fluidas (Fig.4A y 4B). La morfología de las inclusiones fluidas también es variable, aunque en general tienden a ser lineales, y paralelas o subparalelas al eje óptico del cristal, por lo que su presencia y distribución está muy relacionada con la dirección de crecimiento de los cristales. Se constata así una laminación que es definida por inclusiones de distintos tamaños y formas, y que confieren a la calcita aspectos muy variados, ocasionando variaciones netas o graduales tanto en la vertical como en la horizontal entre los cristales. En algunas zonas se han podido diferenciar fases de aragonito relicto (Fig.4C). En la Figura 4D se observa el contacto de las fases de crecimiento calcítico con la roca madre dolomítica. Otro tipo de fases diferenciadas son las que responden a la textura dentrítica donde también se han reconocido niveles de inclusiones fluidas (Fig.4E). En algunos puntos, se observa claramente una laminación consecuencia de la incorporación de partículas arcillosas, constituyendo delgados niveles detríticos que suelen coincidir con superficies de crecimiento, que en algunos casos llegan a truncar las terminaciones cristalinas (Fig. 4F).

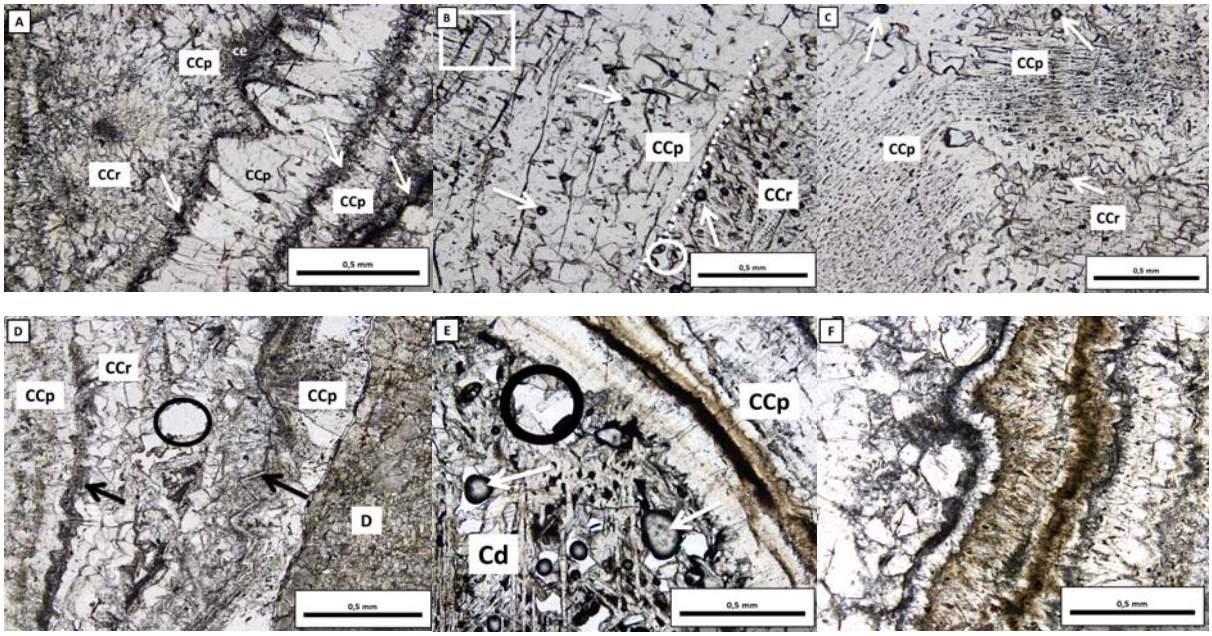


Fig. 4: Aspecto al microscopio de secciones de láminas delgadas obtenidas de los espeleotemas con luz polarizada. ***A)*** *Se observan principalmente fases de crecimiento de calcita columnar primaria (CCp) y secundaria (CCr), en esta última con diversos puntos de nucleación. Las flechas señalan superficies de crecimiento relacionadas con niveles de inclusiones.* ***B)*** *Se observan principalmente fases de crecimiento de calcita columnar primaria (CCp). Las flechas señalan inclusiones fluidas de diferente morfología. Nótese también la presencia de porosidad primaria intercristalina (círculo) y de aragonito relicto (cuadrado).* ***C)*** *La calcita columnar primaria (CCp) que presenta aragonito relicto. Nótese también la presencia de inclusiones fluidas de diferente morfología (flechas).* ***D)*** *Se observan las fases de crecimiento de calcita columnar primaria (CCp) y secundaria (CCr) en contacto con la roca madre, que es dolomita (D). Nótese también la presencia de superficies de crecimiento relacionadas con niveles de inclusiones (flechas).* ***E)*** *Aspecto al microscopio de las fases de crecimiento de calcita columnar primaria (CCp) en contacto con una calcita de fábrica dendrítica (Cd). Nótese también la presencia de superficies con niveles de inclusiones fluidas discretas (flechas).* ***F)*** *Laminación consecuencia de inclusiones de partículas arcillosas, constituyendo niveles detríticos. Suelen coincidir con superficies de crecimiento, llegando a truncar las terminaciones cristalinas.*

INTERPRETACIÓN

El desarrollo de las diferentes texturas en carbonatos está íntimamente relacionado con los diferentes mecanismos de crecimiento de los cristales y con la disponibilidad (cantidad) y composición de las aguas kársticas.

Frisia et al. (2000) definen cinco texturas típicas de espeleotemas recientes: columnar, fibrosa, microcristalina, dendrítica y tobácea. En principio, estos autores interpretan la presencia de cada una de las texturas como reflejo de las condiciones climáticas existentes en el medio durante su depósito (frío, calor, humedad, sequía...) y relacionándolas con las tendencias que presentan los registros de isótopos estables. González et al. (1992), relacionan las morfologías y hábitos de los cristales de calcita

con la composición del agua a partir de la que se forman e indican que el crecimiento cristalino en los espeleotemas tiene un carácter competitivo que determina la formación de cristales columnares o fibrosos.

La precipitación lenta de la calcita permite una coalescencia perfecta de los cristalitos formando una lámina transparente dentro del cristal columnar, mientras que el crecimiento rápido dejaría espacios libres entre los cristalitos que se conservarían como inclusiones más o menos alargadas. Los cristales columnares o fibrosos (según la definición de Folk, 1974) son los que aparecen con más frecuencia, su presencia es el resultado según Kendall y Broughton (1978) de un largo lapso de tiempo en el que las condiciones de crecimiento permanecen estables, por lo que los cristales siguen acrecionando láminas y aumentando su relación longitud:anchura. Las diferencias morfológicas que se observan pueden estar relacionadas con el contenido de Mg en el agua a lo largo del tiempo (Folk y Assereto 1976). El tránsito horizontal y vertical entre estos tipos de calcita en unos casos es neto y en otros se observa que es gradual. La alineación de impurezas o inclusiones, generalmente, marca las líneas de crecimiento. Se constata una disposición de los cristales variable, siendo paralelos en unos casos, o formando agregados radiales en otros, también en algunos casos tiene un carácter aleatorio. Es posible definir en algunas zonas una textura microcristalina la cual se caracteriza por mostrar una laminación claro-oscura que alterna y que queda marcada por el tamaño de los cristales (<10μm) y por un mayor grado de impurezas representadas por la presencia de material arcilloso. En otras zonas se observa una textura macrocristalina caracterizada por cristales grandes (>200μm) transparentes, muy limpios.

El reconocimiento mayoritario, mediante el análisis petrográfico en estos espeleotemas, de texturas cuya precipitación se produjo en condiciones de equilibrio, y de las inclusiones fluidas primarias, permite corroborar que estos materiales puedan ser considerados como candidatos idóneos de gran fiabilidad para obtener información paleoclimática del área de estudio, y asegurar por tanto, una correcta interpretación del registro isotópico que pueda obtenerse a partir de ellos.

CONCLUSIONES

Las morfologías y hábitos de los cristales de calcita reconocidos en los espeleotemas analizados permite constatar una señal geoquímica primaria. Las texturas que predominan son columnares y fibrosas, caracterizadas por estar formadas por cristales que tienen pocas imperfecciones, y cuya precipitación está ligada a condiciones de equilibrio isotópico por lo que son excelentes candidatos para estudios paleoclimáticos.

La caracterización y reconocimiento de las inclusiones fluidas presentes en estos materiales es de gran interés dado que el agua contenida en ellas corresponde a una alícuota del agua de precipitación, por lo que su posible extracción permite conocer la composición isotópica original a partir de la cual los materiales se han formado, constituyendo una herramienta de gran fiabilidad en la obtención paleotemperaturas.

Agradecimientos: Esta comunicación forma parte del proyecto CGL2013-45230-R financiado por el MINECO. Los autores agradecen a la Asociación Espeleológica Velezana, su ayuda en las extracciones de los testigos.

Referencias bibliográficas

Folk, R. L. y Assereto, R. (1976). Comparative fabrics of length-slow and length-fast calcite and calcitized aragonite in a Holocene speleothem, Carlsbad Caverns, New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46(3), 486-496.

Frisia, S y Borsato, A. (2010). Karst. En: *Carbonates in Continental Settings. Facies, Environmental and Processes* (A.M. Alonso-Zarza y L.H. Tanner, Ed.) Developments in Sedimentology 61, 269-313.

Frisia, S., Borsato, A., Fairchild, I. J. y McDermott, F. (2000). Calcite fabrics, growth mechanisms, and environments of formation in speleothems from the Italian Alps and Southwestern Ireland. *Journal of Sedimentary Research*, 70, 1183-1196.

Frisia, S., Borsato, A., Fairchild, I.J., McDermott, F. y Selmo, E.M. (2002). Aragonite-Calcite Relationships in Speleothems (Grotte De Clamouse, France): Environment, Fabrics, and Carbonate Geochemistry. *Sedimentary Research*, 72(5): 687-699.

González, L. A., Carpenter, S. J. y Lohmann, K. C. (1992). Inorganic calcite morphology:roles of fluid chemistry and fluid flow. Journal of *Sedimentary Petrology*, 62(3), 382-399.

González-Ramón, A. (2015). *Las cuevas de los Vélez y su entorno. Un karst diferente.* Centro de Estudios Velezanos. 144 pp.

González-Ramón, A.; Mateos, R.M. (2013). Paleodeslizamientos como agente espeleogenético. Casos en las sierras de las Estancias y el Saliente (N. de Almería). En: Alonso, E.; Corominas, J.; y Hürlimann (Eds.) *VIII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*: 183-194. Palma de Mallorca.

Jiménez de Cisneros, C., Caballero, E., Vera, J.A. y Andreo, B., (2011). An optimized thermal extraction system for preparation of water from fluid inclusions in speleothems. *Geologica Acta,* 9(2), 149-158.

Kendall, A.C. y Broughton, P.L. (1978). Origin of fabrics in speleothems composed of columnar calcite crystals. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48, 519-538.

Kim, S.T. y O'Neil, J.R. (1997). Equilibrium an non equilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 3461-3475.

Martín-García, R., Alonso-Zarza, A.M., Martín-Pérez, A., (2009). Loss of primary texture and geochemical signatures in speleothems due to diagenesis: Evidences from Castañar Cave, Spain. *Sedimentary Geology,* 221, 141-149. JCR2009: 8/49.

Railsback, L. B., Dabous, A. A., Osmond, J. K. y Fleisher, C. J. (2002). Petrographic and geochemical screening of speleothems for U-series dating: an example from recrystallized speleothems from Wadi Sannur Cavern, Egypt. *Journal of Cave and Karst Studies*, 62(2), 108-116.

Woo K.S. y Choi D.W. (2006) Calcitization of aragonite speleothems in limestone caves in Korea: Diagenetic process in a semiclosed system. In: Harmon R.S. & Wicks C. (Eds). *Perspectives on karst geomorphology, hydrology and geochemistry* - A tribute volume to Derek C. Ford and William B. White: Geological Society Special paper: 297-30.

LAS TOBAS HOLOCENAS DEL RÍO QUEILES EN VOZMEDIANO (PROVINCIA DE SORIA, CORDILLERA IBÉRICA)

M. Bartolomé [(1)], J. Aranbarri [(1,2,3)], C. Sancho [(4)], M. Alcolea [(5)],C. Arenas [(4)], A. Moreno [(1)], P. González-Sampériz [(1)]

(1) Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC, Avda. Montañana 1005, 50059 Zaragoza (España). mbart@ipe.csic.es
(2) Dipartimento di Biologia Ambientale, Sapienza Università di Roma, Piazzale Aldo Moro, 5, 00185 Roma (Italia)
(3) Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad del País Vasco-Euskal Herriko Unibertsitatea, B. Sarriena s/n, Ap. 644, 48080 Bilbao (España)
(4) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza (España).
(5) Departamento de Ciencias de la Antigüedad, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza (España).

Abstract (Holocene tufa deposits of Queiles river in Vozmediano (Soria Province, Iberian Range)): *Development of Quaternary fluvial tufa buildings are often associated with warm and humid phases and are commonly used as climate indicators. Queiles Holocene tufa deposits (5.8-4 ka BP) are formed mainly by oncoids of variable size and marl lenses with charcoal and pollen, which appear to be excellent palaeobotanical archives. Pollen and anthracological data reveal a well-developed riparian woodland in where diverse meso-thermophilous elements like* Corylus*,* Salix/Populus*,* Acer*, deciduous* Quercus*,* Ulmus*,* Juglans*,* Castanea *and* Hedera *defined the locally-confined floral assemblage. Interestingly,* Taxus *is locally-present. At regional-scale, pinewoods, both deciduous and evergreen* Quercus *together with many warm-loving shrubs like* Olea *and* Pistacia *predominate. This spectra suggests the establishment of humid and thermal climate conditions in continental Mediterranean Iberia during the mid-late Holocene.*

Palabras clave: Toba, Holoceno, Cordillera Ibérica, Paleobotánica.
Key words*: Tufa, Holocene, Iberian Range, Palaebotany.*

INTRODUCCIÓN

El drenaje de la Cordillera Ibérica aloja frecuentemente formaciones tobáceas cuaternarias que constituyen la respuesta sedimentaria externa de la dinámica de los sistemas kársticos durante fases climáticas favorables (p.e.; Vázquez-Urbez et al., 2011; Arenas et al., 2014; Peña et al., 2014). Aunque se han realizado avances importantes desde el punto de vista geomorfológico, sedimentológico y cronológico, los aspectos paleobotánicos apenas han sido objeto de estudio (Menéndez-Amor, 1972; Martínez-Tudela et al., 1986) En este trabajo se aborda la caracterización sedimentaria y el estudio paleobotánico de las tobas holocenas del río Queiles en el entorno de la localidad de Vozmediano (provincia de Soria, Fig. 1).

SITUACIÓN

El área de estudio se localiza en la vertiente norte de la Sierra del Moncayo, aguas abajo de la surgencia

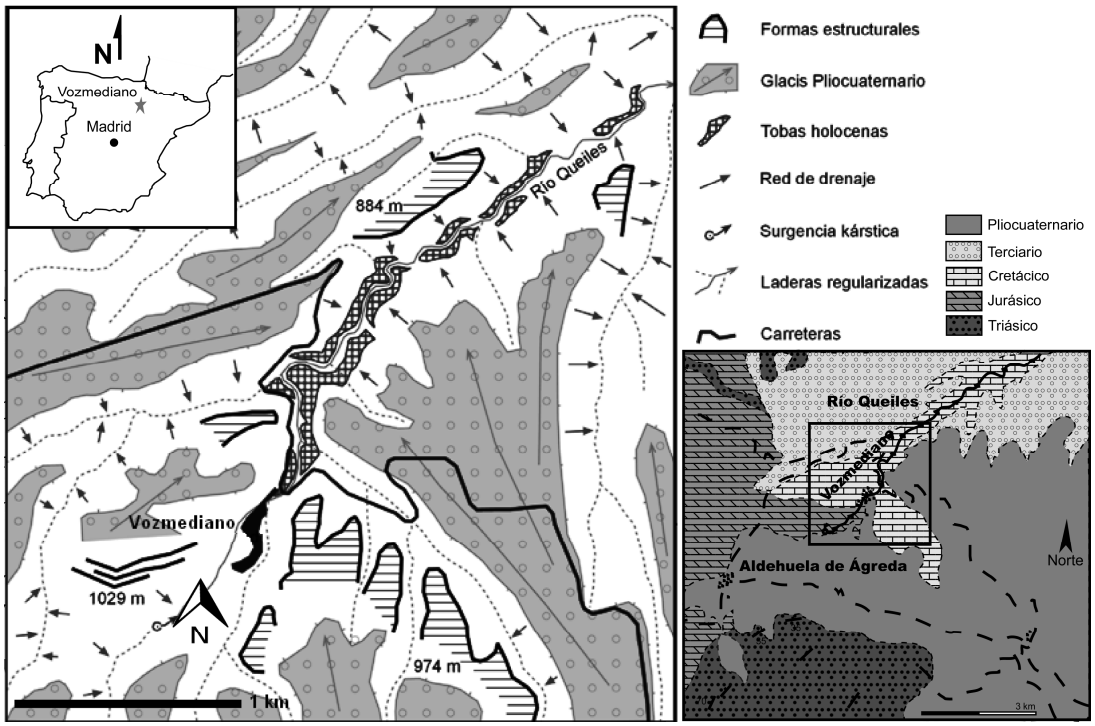


Fig. 1: Mapa geológico y geomorfológico del entorno de Vozmediano. La geología del entorno está dominada principalmente por materiales de edad Jurasico y Cretácico. Entre los aspectos geomorfológicos más importantes se encuentra los glacis Pliocuternarios y las tobas.

kárstica de Vozmediano (Soria) (500-3000 L/s) que alimenta al río Queiles, un afluente directo del río Ebro. El clima en la zona es de tipo Mediterráneo continental. Las precipitaciones ocurren principalmente durante primavera y otoño, debido a la entrada de frentes atlánticos, y registran un valor medio de 510 mm/año. La temperatura media anual es de 11ºC. La vegetación se caracteriza por la presencia de pino silvestre (*Pinus sylvestris*), robles (*Quercus robur, Q. petraea*), quejigos (*Q. faginea*), y encinas (*Q. ilex*) así como *Pinus nigra* en las zonas más del macizo del Moncayo. La vegetación de ribera está compuesta por nogales (*Juglans regia*), avellanos (*Corylus avellana*), sauces (*Salix* sp.), chopos (*Populus nigra*) y acebos (*Ilex aquifolium*).

El río Queiles discurre por materiales mesozoicos de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y neógenos de la Cuenca del Ebro. En el área de estudio afloran rocas carbonatadas jurásicas plegadas con disposición E-O. Hacia el NE se disponen discordantemente sedimentos neógenos detríticos básicamente horizontales (Serie MAGNA, IGME). Tanto unos como otros aparecen recubiertos por un extenso nivel de piedemonte pliocuaternario (Pellicer, 1984). El conjunto aparece fuertemente incidido por el río Queiles. Junto con algunos afloramientos puntuales de conglomerados y tobas pleistocenas, en el fondo de valle aparece un nivel aterrazado constituido sobre todo por tobas calizas, que definen el objeto de estudio. Desde el punto de vista hidrogeológico destaca la surgencia de Vozmediano, que alimenta el río Queiles. Constituye el punto de descarga que drena el polje de Araviana, al sur del macizo del Moncayo.

METODOLOGÍA

Tras un análisis fotogeológico y el reconocimiento de campo se seleccionó un afloramiento en la margen izquierda, justo aguas abajo de Vozmediano. Fue descrito desde el punto de vista estratigráfico y se tomaron muestras con restos vegetales para su análisis cronológico y su estudio palinológico y antracológico. Dos muestras de carbón fueron enviadas para su datación a los servicios de DirectAMS en Seattle (USA). La extracción de polen se basa en Moore et al. (1991) y su posterior identificación a partir de Reille (1992). La determinación del material antracológico se realizó mediante el método descrito por Vernet, (1979) y la comparación con muestras actuales y diversos atlas de anatomía vegetal (Schweingruber, 1990).

Nombre	^{14}C edad	Rango cal BP (2σ)	Edad cal BP
Que-1	5044±27	5810-5886	5825±27
Que-3	3722±27	4072-4094	4060±27

Tabla 1: Edades obtenidas a partir de la datación por ^{14}C de carbones presentes en el edificio tobáceo.

RESULTADOS

Características estratigráficas

Las tobas calizas que afloran en el fondo del valle del río Queiles constituyen pequeños edificios localizados, casi de manera continua, a lo largo del cauce desde su nacimiento hasta su confluencia con el rio Val en la población de los Fayos, ya en la provincia de Zaragoza. Conforman un nivel aterrazado, situado a escasos metros sobre el nivel actual del río, en el que se diferencian varias rupturas longitudinales asociadas con el desarrollo de pequeñas barreras.

El afloramiento estudiado tiene unos 10 m de potencia y presenta una buena exposición lateral de más de 60 m paralela al cauce actual del río. Está formado por rudstones de oncoides y fitoclastos, arenas y limos carbonatados, margas, estromatolitos, boundstones de musgos y gravas. Se distingue un tramo inferior en el que destaca la alternancia de depósitos decimétricos de rudstones de oncoides y/o fitoclastos, a menudo con estratificación cruzada, y depósitos arenosos, limosos y/o margosos ocres y grises, con gasterópodos y ricos en restos de carbones. Puntualmente se intercalan gravas poligénicas, domos estromatolíticos y boundstones de tallos. En la parte superior del afloramiento tienden a dominar las facies fitoclásticas y bioconstruidas de musgos.

Desde el punto de vista sedimentológico destacan por su abundancia las facies de oncoides (facies *Lo* según la terminología propuesta por Arenas et al., 2010). Los oncoides muestran un tamaño variable (milimétrico a centimétrico) llegando a superar a los 5 cm (Fig. 2). Internamente están formados por

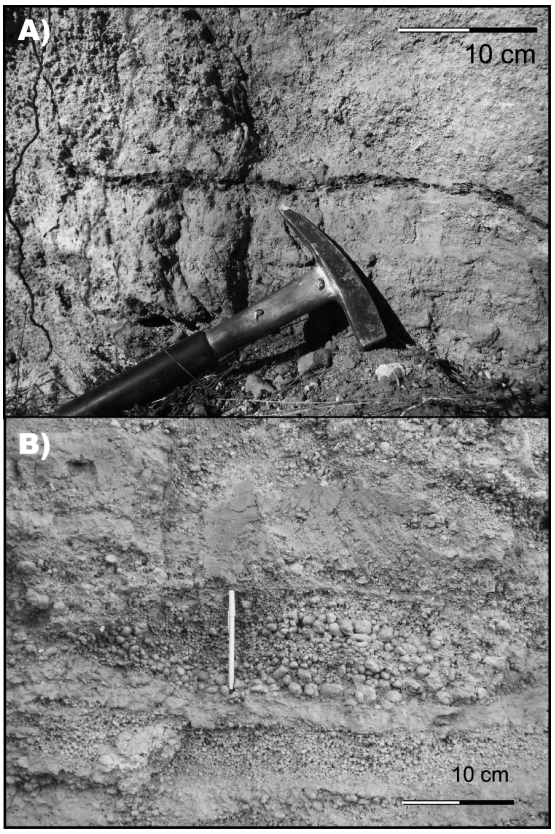


Fig. 2: A) Nivel de margas con carbones. B) Nivel de oncoides de tamaño variable

láminas concéntricas de carbonato muy porosas alrededor de núcleos dominantemente de tallos. La cantidad de matriz entre oncoides es variable, llegando casi a desaparecer en algunas zonas. Los oncoides aparecen sin granoselección o con granoselección positiva.

El contenido paleobotánico adquiere importancia en las facies de margas (facies *M* según la terminología propuesta por Arenas et al., 2010). Aparecen en forma de cuerpos discontinuos a techo de los oncoides. Se trata de margas grises masivas o con

laminación horizontal que incluyen limos y arenas. Contienen abundantes cantidades de macrorestos vegetales (Fig. 2) y en ocasiones también oncoides en su interior. Los análisis de radiocarbono (5825±27 y 4060±27 cal BP) indican la edad holocena de las tobas (Tabla 1).

Contenido palinológico

La diversidad de taxones así como el estado de preservación han sido considerables en las dos muestras analizadas, llegando a un mínimo de 400 granos de polen identificados. Se ha excluido Cichorioideae de la suma polínica terrestre debido a su común sobrerepresentación en material carbonatado (Ricci et al., 2014).

Los resultados obtenidos definen un paisaje ripario, con la presencia de taxones como *Corylus* (avellano), *Betula* (abedul), *Ulmus* (olmo), *Juglans* (nogal), *Salix* (sauce), *Populus* (chopo) y *Hedera* (hiedra) que llegan a alcanzar frecuencias en torno al 35% (Fig. 3). Valores moderados de *Quercus faginea/pyrenaica* type (quejigo/melojo) así como *Quercus ilex/coccifera* type (encina/coscoja) señalan la presencia de encinar mixto en las inmediaciones del edificio tobáceo. Completan el espectro taxones correspondientes a numerosos arbustos mediterráneos asociados, tales como *Pistacia* (lentisco-cornicabra), *Olea* (acebuche), *Cistus* (jara) y *Juniperus* (enebro-sabina). Valores de 20% de *Pinus sylvestris/nigra* type señalan la distribución del pino silvestre en cotas elevadas del Moncayo, aunque también puede asociarse a la existencia de pequeñas poblaciones cerca de la zona de estudio tal y como se detalla en los resultados antracológicos. La presencia de polen de plantas acuáticas como *Nymphaea* además de higrófitas como Cyperaceae o *Typha latifolia* type (enea) sugieren un ambiente deposicional estable con una lámina de agua bien desarrollada.

Restos antracológicos

La preservación de los carbones también ha sido buena, siendo el número de muestras no determinadas inferior al 2%. De las 85 muestras de carbón analizadas se han llegado a identificar un total de 12 taxones por lo que la diversidad de la flora local puede considerase alta.

Los resultados son similares a los obtenidos en el espectro palinológico y se confirma la presencia local de especies adaptadas a un ambiente fluvial tales como *Corylus*, *Acer* (arce), *Salix/Populus*, *Ulmus* y *Castanea* (castaño) (Fig. 3), este último siendo de gran interés biogeográfico. Además, está presente el pino silvestre junto con robles y arbustos como *Pistacia* o rosáceas. No se ha encontrado ninguna encina en el registro antracológico. Destaca la aparición de carbones de *Taxus* (tejo) (Fig. 3).

INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL

El desarrollo de edificios tobáceos se asocia a momentos cálidos y húmedos de fases interglaciares. Especial relevancia adquiere la acumulación de tobas durante el Holoceno. A escala regional, en el sector aragonés de la Cordillera Ibérica, la mayor frecuencia tiene lugar durante el Holoceno medio (Arenas et al., 2010; Sancho et al., 2010). En este periodo, diversos registros lacustres regionales apuntan también hacia condiciones húmedas y cálidas (Aranbarri et al., 2014). Las edades obtenidas (5800-4000 cal BP) para el edificio tobáceo estudiado se encuentran perfectamente contextualizadas dentro del escenario climático establecido para este periodo.

La estructura de los depósitos de oncoides y fitoclastos indica un ambiente fluvial con desarrollo de barras de escaso relieve y energía moderada a alta. No obstante, la formación de los oncoides pudo ocurrir en condiciones de menor energía (Ordóñez et al., 1980). Los sedimentos margosos con niveles

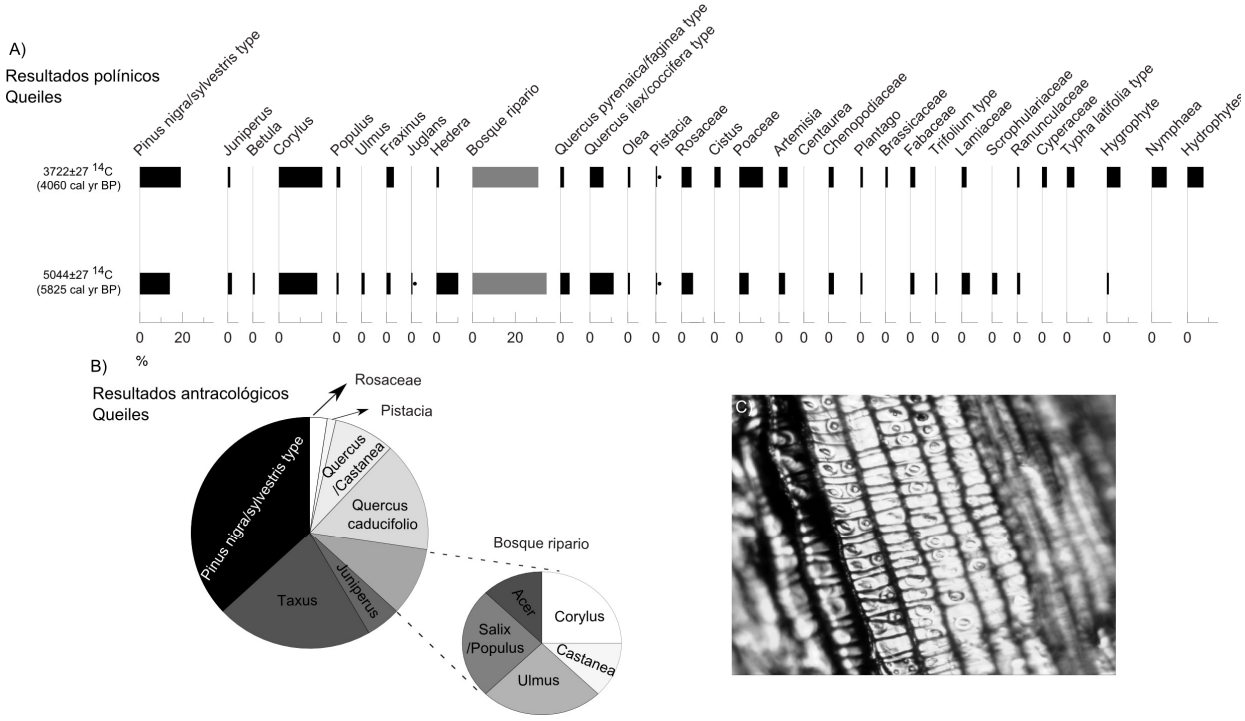


Fig. 3: Síntesis de los principales resultados palinológicos y antracológicos del edificio tobáceo. A) Diagrama polínico. B) Resultados antracológicos. C) Sección longitudinal radial de Taxus baccata (x200).

orgánicos representarían el depósito en zonas inundadas con escasa energía (Arenas et al., 2010). La presencia de oncoides disminuye drásticamente en otros afloramientos aguas abajo. Probablemente, la presencia masiva de oncoides podría estar relacionada con un tramo fluvial de moderada pendiente próximo a la surgencia de Vozmediano, con importante descarga de agua saturada en calcita, bien oxigenada y altamente agitada en algunos puntos.

Las riberas del río Queiles estarían colonizadas por un bosque ripario, tal y como se deduce del espectro polínico y antracológico. Taxones meso-termófilos como el avellano, nogal o el castaño tienen presencia local. Regionalmente, se expanden las quercíneas tanto caducifolias como las perennes además de diversos elementos de carácter mediterráneo (*Olea, Pistacia*) (Aranbarri et al., 2014), infiriendo así el establecimiento de unas condiciones climáticas benignas durante el Holoceno medio. Se refleja la presencia del pino montano en cotas elevadas, y que convergen con trabajos previos realizados en el Sistema Ibérico (Peñalba, 1994; Sánchez-Goñi y Hannon, 1999; Gil-García et al., 2002;) aunque la presencia de carbones en el conjunto antracológico evidencia también su importancia local. Cabe destacar la presencia de *Taxus* (tejo), aportando nuevos datos sobre su distribución durante el Holoceno medio en la rama aragonesa del Sistema Ibérico y que ha mostrado una progresiva reducción en los últimos milenios (Uzquiano et al., 2014).

CONCLUSIONES

Se aportan los primeros datos geomorfológicos, cronoestratigráficos, palinológicos y paleobotánicos de las tobas holocenas del rio Queiles en el entorno de la Sierra del Moncayo.

- El desarrollo del edificio tobáceo tuvo lugar entre 5800 y 4000 años cal BP, coincidiendo con una fase climática biostática favorable.
- El edificio estudiado, próximo a la surgencia kárstica de Vozmediano, está constituido por secuencias formadas por facies oncolíticas de canales fluviales y facies de margas con niveles orgánicos de áreas inundadas.
- Los datos polínicos revelan la presencia de un bosque ripario bien desarrollado y con una gran diversidad de taxones meso-termófilos, mientras que regionalmente se expanden los bosques de quercíneas y pinares.
- La presencia in situ de especies como *Taxus baccata* o *Castanea sativa* durante el Holoceno medio en la rama aragonesa del Sistema Ibérico aporta nuevos datos paleobiogeográficos.

Agradecimientos: Este estudio ha sido realizado gracias a los proyectos CTM2013-48639-C2-1-R, DINAMO2 (CGL2012-33063) Agradecer a Ignacio Enériz el apoyo logístico durante el trabajo de campo y la localización de los depósitos.

Referencias bibliográficas

Aranbarri, J., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Gil-Romera, G., Sevilla-Callejo, M., García-Prieto, E., Di Rita, F., Mata, M.P., Morellón, M., Magri, D., Rodríguez-Lázaro, J., Carrión, J.S., (2014). Rapid climatic changes and resilient vegetation during the Lateglacial and Holocene in a continental region of south-western Europe. *Global and Planetary Change* 114, 50–65

Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo, G., Sancho, C., (2014). Sedimentology and depositional architecture of tufas deposited in stepped fluvial systems of changing slope: lessons from the Quaternary Añamaza valley (Iberian Range, Spain). *Sedimentology* 61, 133-171.

Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo-Tirapu, G., Sancho-Marcén, C., (2010). Fluvial and associated carbonate deposits. En: Carbonates in continental settings. Facies, environments and processes, (A.M. Alonso-Zarza, L.H. Tanner, eds.). Developments *in Sedimentology* 61, 133-176, Elsevier, Amsterdam.

Gil-García, M.J., Dorado-Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A., Ruíz-Zapata, M.B., (2002). Late-glacial and Holocene palaeoclimatic record from Sierra de Cebollera (northern Iberian Range, Spain). *Quaternary International* 93–94, 13-18.

Martínez-Tudela, A., Cuenca, F., Santiesteban, C., Grun, R. y Hentzsch, B. (1986). Los travertinos del Río Matarraña, Beceite (Teruel) como indicadores paleoclimáticos del Cuaternario», en *Quaternary Climate in Western Mediterranean* (A. LÓPEZ-VERA, ed.), pp. 307-324.

Menenedez-Amor, J. (1972).Estudio paleobotánico de los yacimientos situados en las proximidades de Las Parras del río Martín (Teruel)», *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.* (Geol.), 70, pp. 91-96.

Moore, P., Webb., J.A., Collinson, A., 1991. Pollen Análisis, second ed. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Pellicer, F. (1984). Geomorfología de las cadenas ibéricas entre el Jalón y el Moncayo. *Cuadernos de Estudios* Borjanos, 11-12, 378pp

Peña, J.L., Sancho, C., Arenas, A., Auqué, L., Longares, L.A., Lozano, M.V., Meléndez, A., Osácar, C., Pardo, G. y Vázquez-Urbez, M. (2014). Las tobas cuaternarias en el sector aragonés de la Cordillera Ibérica. En: González-Martín, J.A. y González-Amuchastegui, M.J. (Eds.). Las tobas en España, 159-172. Sociedad Española de Geomorfología.

Peñalba, M.C., (1994). The History of the Holocene Vegetation in Northern Spain from Pollen Analysis. *Journal of Ecology* 82, 815–832.

Reille, M. (1992). Pollen et Spores d'Europe er d'Afrique du Nord. *Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie. Marseille*.

Ricci, M., Bertini, A., Capezzuoli, E., Horvatinčić, N., Andrews, J.E., Fauquette, S., Fedi, M. (2014). Palynological investigation of a Late Quaternary calcareous tufa and travertine deposit: the case study of Bagnoli in the Valdelsa Basin (Tuscany, central Italy). *Review of Palaeobotany and Palynology*.

Sánchez Goñi, M.F., Hannon, G.E., (1999). High-altitude vegetational pattern on the Iberian Mountain Chain (north-central Spain) during the Holocene. *The Holocene* 9, 39–57.

Sancho, C., Arenas, C., Pardo., G., Vázquez, M., Hellstrom, J., Ortiz, J.E., Torres, T., Rhodes, E., Osácar, C., Auqué, L., (2010). Ensayo cronológico de las tobas cuaternarias del río Piedra (Cordillera Ibérica). *Geogaceta* 48, 31-34

Schweingruber, F.H., 1990. Anatomy of European Woods. Haupt, Bern, Stuttgart.

Uzquiano, P., Allué, E., Antolín, F., Burjachs, F., Picornel, L., Piqué, R., Zapata, L., (2014). All about yew: on the trail of Taxus baccata in southwest Europe by means of integrated palaeobotanical and archaeobotanical studies. *Vegetation History and Archaeobotany* 24, 229–247.

Vázquez-Urbez, M., Pardo, G., Arenas, C., Sancho, C., (2011). Fluvial diffluence episodes reflected in the Pleistocene tufa deposits of the River Piedra (Iberian Range, NE Spain). *Geomorphology* 125, 1-10.

Vernet, J.-L. (1973). Étude sur l´histoire de la végétation du sud-est de la France au Quaternaire, d´après les charbons de bois principalement. Paléobiologie Continentale 4, 1.

DATACIÓN DE SEDIMENTOS LACUSTRES RECIENTES DEL LAGO ENOL MEDIANTE ^{239,240}Pu

M. Casas [(1)], M.P. Mata [(2)], L. Barbero [(1)], A. Moreno [(3)], M. Morellón,[(4)] J. Vegas,[(2)] J. Sánchez España,[(2)] A. Navas,[(5)], P., Ballesteros [(4)], B.L. Valero Garcés, [(3)]

(1) Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales. Campus Rio San Pedro, Universidad de Cádiz. 11510, Puerto Real, Cádiz. Melquiades.casas@uca.es, luis.barbero@uca.es.
(2) Dpto de Investigación en Recursos Geológicos. Rios Rosas, 23, 28002, Madrid p.mata@igme.es, j.vegas@igme.es, j.sanchez@igme.es,
(3) Instituto Pirenaico de Ecología. CSIC, Avda. Montañana 1055, Zaragoza 50059. amoreno@ipe.csic.es, blas@ipe.csic.es
(4) Instituto de Geociencias (CSIC-UCM), Calle José Antonio Nováis, 2, 3ª planta, 3b, Facultad CC. Geológicas, Univ. Complutense, 28040 Madrid, mario.morellon@igeo.ucm-csic.es, pablo-ballesteros@hotmail.com
(5) EEAD-CSIC. Avda Montañana 1055. Zaragoza 50059, anavas@eead.csic.es

Abstract: We present radiometric data on atmospheric Pu fallout from a short sediment core recovered in Enol lake (Picos de Europa National Park, Spain). In order to check the reliability of the method for these sediments, the Pu activity profile of this work is also compared with previous ^{210}Pb data obtained by López-Merino et al. (2011) in a close core of the same lake. Depth of the Plutonium maximum activity (1963 AD) is located at 9 cm depth, which indicates an average sedimentation rate of 1.9 mm/year. These data are in agreement with the ^{210}Pb sedimentation rate previously obtained. These results indicate that the $^{239-240}$Pu accumulation peak in this mountain area of Northern Spain, can be used as a chronological marker and can provide an effective recent chronology information with a fast and cheap method.

Palabras clave: Datación por Plutonio, sedimentos lacustres, tasa de sedimentación, Picos de Europa.
Key words: Plutonium radiometric dating, lake sediments, sedimentation rate, Picos de Europa

INTRODUCCIÓN

La datación de sedimentos recientes ha sido realizada clásicamente o bien por métodos basados en la caída o fallout de isótopos de origen antrópogénico (^{137}Cs, ^{239,240}Pu) o midiendo series de desintegración naturales (^{238}U), tales como, los métodos basados en la medida del ^{210}Pb. Ambos métodos han dado excelentes resultados en ambientes tanto continentales como marinos. Recientemente, las medidas de los radioisótopos de Plutonio están siendo utilizadas con éxito en una amplia gama de ambientes sedimentarios, existiendo muy buena correlación entre los datos obtenidos mediante ^{137}Cs y los obtenidos mediante ^{239,240}Pu (Jaakkola et al., 1983; Appleby, 2001; Ketterer et al., 2004; Everett et al., 2008; Wu et al., 2010; Hancock et al., 2011).

En este estudio se han utilizado los isótopos de ^{239,240}Pu con el fin de obtener un modelo cronológico para los sedimentos recientes del lago Enol, y verificar la cronología y el modelo de edad obtenidos anteriormente mediante ^{210}Pb en sedimentos de la parte más profunda de ese mismo lago (Parque Nacional de Picos de Europa).

SITUACIÓN

El Lago Enol se sitúa en el Macizo Occidental de Picos de Europa, en la cordillera Cantábrica (norte de España) dentro del Parque Nacional de Picos de Europa. Tiene un superficie de 12.2 ha, su profundidad máxima es de 21 m y la cuenca vertiente que lo alimenta ocupa 1.5 km^2. Está situado a 1070 m de altitud y la alimentación del lago es por escorrentía superficial, aunque no se pueden descartar contribuciones significativas de aguas subterráneas, pues la cuenca se ubica en las formaciones carbonatadas de edad Carbonífero (fig.1).

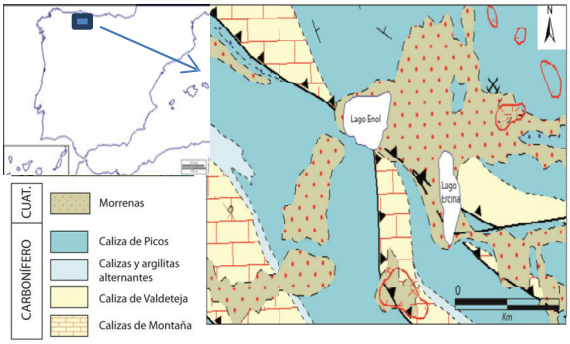


Figura 1. Esquema geográfico y geológico de localización del Lago Enol (Asturias).

METODOLOGÍA

La datación se ha realizado utilizando isótopos de Pu en el sondeo ENO13-S-9, de 42 cm de longitud tomado en el año 2013 y a una profundidad de lámina de agua de 21 m. La extracción del sondeo se realizó mediante un sacatestigos de gravedad corto, de la marca UWITEC. Este sondeo fue muestreado en laboratorio a 0,5 cm de resolución para análisis por ^{239,240}Pu y carbono orgánico total (TOC). Para la determinación del Pu se han utilizado secciones de 0,5 cm con una masa comprendida entre 0,3 y 5 g. Las muestras fueron pesadas en un vial de vidrio de 20 ml y fueron calcinadas a 600 °C durante 16 h para eliminar la materia orgánica. Se añadió a cada muestra 0,007 Bq (<50 pg) de ^{242}Pu como trazador para realizar el análisis por dilución isotópica. Se añadieron 10 mL de HNO_3 16 M y la mezcla fue calentada a 75–80 °C durante 16 h. Las muestras se completaron hasta 20 mL añadiendo agua destilada y fueron filtradas y, posteriormente, se añadieron 0.4 g de una solución de $NaNO_2$ para reducir el Pu a Pu (IV). La solución resultante fue pasada a través de una resina de intercambio TEVA (ElChrom, Darien, IL) para retener el Pu (Horwitz et al., 1995). El Pu fue eluido utilizando 1 mL de oxalato amónico 0,05 M y la muestra fue completada hasta 3 mL con agua destilada para su análisis. Los isótopos

de Pu fueron analizados utilizando un ICP-MS Thermo X Series equipado con un nebulizador ultrasónico CETAC 5000 en los Servicios Centrales de Investigación Científica y Tecnológica de la Universidad de Cádiz. Las muestras fueron introducidas en el equipo a una tasa de 300 µL/min.

El sondeo utilizado para comparar estos datos, ENO07-1A-1M, de 31 cm de longitud, fue tomado en el año 2007 en un punto cercano del lago y a esa misma profundidad (21 m) y fue seccionado en el campo cada 1 cm para análisis por ^{210}Pb. La datación de este sondeo fue efectuada en el St. Croix Watershed Research Station (Science Museum of Minnesota, USA) utilizando el modelo CRS (Constant Rate of Supply). Los resultados y el modelo de edad obtenido con estos análisis fueron publicados por López-Merino et al. (2011).

En los dos sondeos, se ha analizado el carbono total (TC) y carbono orgánico total (TOC) con un analizador elemental LECO 144DR, que ha resultado ser el indicador más preciso para la correlación entre ambos.

DATOS

Los dos sondeos datados por ambos métodos, tienen una estratigrafía similar y están formados por fangos masivos a finamente laminados de color gris oscuro. Los perfiles de TOC obtenidos para ambos sondeos son, así mismo, muy similares, como se aprecia en la Figura 2, permitiendo así su correlación.

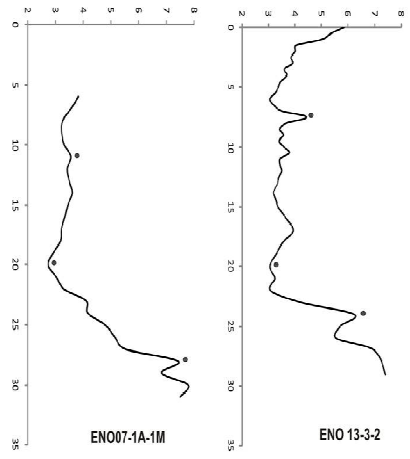


Fig.2. Correlación del TOC (%) y profundidad en (cm) en los dos sondeos estudiados.

La cronología del sondeo ENO07-1A-1M, realizada por aplicación del modelo CRS (basada en ^{210}Pb) arrojó como edad más antigua 1840 AD (±27 años) a 20 cm de profundidad. Mediante estos datos, los autores citados dedujeron una baja tasa de sedimentación hasta 1930 AD y un claro aumento después de 1960 AD. Los valores más altos coinciden con la década 1970–1980 AD, observándose un ligero descenso posterior. La tasa de sedimentación promedio calculada por este método fue de 1,9 mm/año.

Por su parte, el perfil de $^{239+240}$Pu (Figura 3, Tabla 1) del sondeo ENO13-3-2 muestra un máximo de actividad a 9 cm.

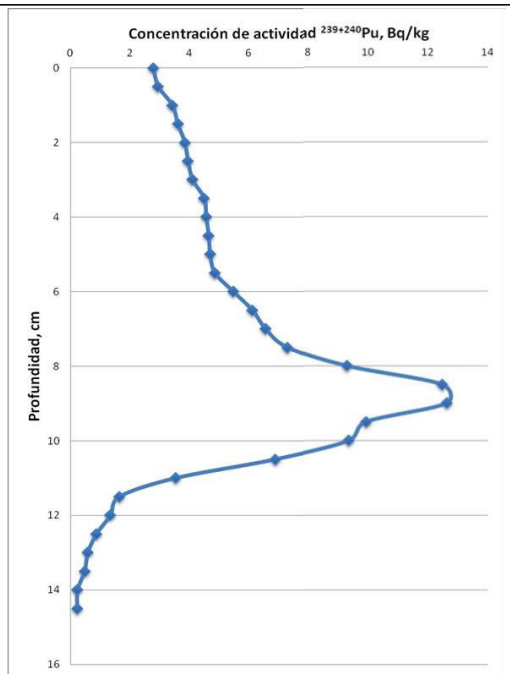


Fig.2. Representación gráfica de l actividad específica de ^{239}+^{240}Pu frente a la profundidad.

Si se asigna a este máximo al año 1963, y se considera una tasa de sedimentación constante, teniendo en cuenta que el muestreo se ha realizado en 2013, se obtiene una velocidad de sedimentación de 1,8 mm/año.

Profundidad (cm)	Concentración de actividad (Bq/kg)	
	$^{239+240}$-Pu	error
0,0	2,784	0,166
0,5	2,950	0,101
1,0	3,426	0,300
1,5	3,609	0,130
2,0	3,844	0,264
2,5	3,956	0,139
3,0	4,105	0,096
3,5	4,500	0,128
4,0	4,565	0,169
4,5	4,653	0,187
5,0	4,698	0,123
5,5	4,860	0,205
6,0	5,478	0,157
6,5	6,122	0,183
7,0	6,566	0,346
7,5	7,311	0,164
8,0	9,291	0,309
8,5	12,474	0,386
9,0	12,632	0,282
9,5	9,930	0,476
10,0	9,352	0,200
10,5	6,891	0,151
11,0	3,550	0,094
11,5	1,642	0,041
12,0	1,339	0,048
12,5	0,871	0,022
13,0	0,579	0,036
13,5	0,470	0,021
14,0	0,233	0,106
14,5	0,219	0,056

Tabla 1. Valores de actividad específica y error asociado del sondeo ENO13-3-2.

INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

El método de fechado utilizado en este trabajo se basa en los isótopos de Pu, lo que permite una datación rápida y sencilla mediante el uso de un ICP-MS. La comparación mostrada entre los dos sondeos tomados en el mismo punto y datados por diferentes métodos, con concordancia estratigráfica y correlacionados mediante datos de TOC (Figura 2), pone de manifiesto una correlación satisfactoria entre las velocidades de sedimentación obtenidas por ambos métodos, ^{210}Pb y $^{239+240}$Pu, corroborando la utilidad de este método para la datación de este tipo de materiales. Estos resultados indican que la acumulación de $^{239-240}$Pu en este área de montaña del Norte de España, puede ser usado como un marcador cronológico y, por lo tanto, puede emplearse de forma eficiente para dar información geocronológica de manera adicional a los métodos clásicos.

Agradecimientos: Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto 533S/2012: 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), financiado por el Organismo Autónomo de Parques Nacionales (OAPN). M. Morellón disfruta de un contrato postdoctoral JAE-DOC financiado por el CSIC y el Fondo Social Europeo (FSE).

Referencias bibliográficas

Appleby, P.G., (2001). Chronostratigraphic techniques in recent sediments. In: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Basin Analysis, Coring and Chronological Techniques, vol. 1. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, p. 576.

Everett, S.E., Tims, S.G., Hancock, G.J., Bartley, R., Fifield, L.K., 2008. Comparison of Pu and 137Cs as tracers of soil and sediment transport in a terrestrial environment. J. Environ. Radioact. 99, 383 393.

Hancock, G., Leslie, C., Everett, S., Tims, S., Brunskill, G., Haese, R., 2011. Plutonium as a chronomarker in Australian and New Zealand sediments: a comparison with 137Cs. J. Environ. Ra iat. 102 (10), 919e929.

Horwitz E.P., Deitz M.L., Chiarizia R., Diamond H., Maxwell III S.L., Nelson M.R. Separation and preconcentration of actinides by extraction chromatography using a supported liquid anion exchanger: application to the characterization of high-level nuclear waste solutions. Anal Chim Acta, 310 (1995), pp. 63–78

Jaakkola, T., Tolonen, K., Huttunen, P., Leskinen, S., 1983. The use of fallout ^{137}Cs and ^{239,240}Pu for dating of lake sediments. Hydrobiology 103, 15e19.

Ketterer, M.E., Hafer, K.M., Jones, V.J., Appleby, P.G., 2004. Rapid dating of recent sediments in Loch Ness: inductively coupled plasma mass spectrometric measurements of global fallout plutonium. STOTEN 322, 221e229.

López-Merino, L, Moreno, A. Leira, M. Sigró, J. González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L, López-Sáez, J.A. 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 (3) 453-467

Wu, F., Zheng, J., Liao, H., Yamada, M., 2010. Vertical distributions of plutonium and 137Cs in lacustrine sediments in Northwestern China: quantifying sediment accumulation rates and source identifications. Environ. Sci. Technol. 44 (8), 2911e2917.

LA INTERACCIÓN DE CLIMA, TECTÓNICA Y ACTIVIDADES HUMANAS EN LA EVOLUCIÓN DE LAS ZONAS COSTERAS MEDITERRÁNEAS: EL REGISTRO HOLOCENO DEL LAGOON DE BUTRINT (ALBANIA)

M. Morellón [1,2], D. Ariztegui[3], F.S. Anselmetti[2,4], B. Wagner [5]

(1) Instituto de Geociencias (CSIC, UCM), Calle José Antonio Nováis, 2. Facultad de Ciencias Geológicas, Univ. Complutense. 28040-Madrid. mario.morellon@igeo.ucm-csic.es
(2) Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, Eawag, Ueberlandstrasse 133, CH-8600-Dübendorf (Suiza).
(3) Section of Earth Sciences. University of Geneva. Rue des Maraîchers 13. CH-1205 Ginebra (Suiza).
(4) Institute of Geological Sciences and Oeschger Centre of Climate Change Research, University of Bern. Baltzerstrasse 1. CH-3012-Berna (Suiza).
(5) Department of Geology and Mineralogy, University of Cologne. Zülpicher Str. 49a. 50674-Köln (Alemania).

Abstract (The interplay of climate, tectonics and human activities in the evolution of coastal Mediterranean regions: The Holocene record of Butrint Lagoon (Albania)): *The multi-proxy analysis (sedimentology, geochemistry) of a 12 m long laminated sediment core from Butrint Lagoon (SW Albania), dated by 7 AMS ^{14}C dates, allows reconstruction of environmental changes in the central Mediterranean region during the last ~4.5 cal kyrs BP. The progradation of the Pavllo river delta, favoured by increasing farming, led to the progressive isolation of this system, from an open bay to a restricted lagoon. An abrupt increase in mass-wasting activity during 1515-1446 BC, likely caused by a seismic crisis, led to the accumulation of up to 24 homogenites. Maximum water salinity and bioproductivity ocurred during the Roman Warm Period (500 BC-0 AD) and Medieval Climate Anomaly (800-1400 AD). Conversely, lower salinity, more oxic conditions and higher clastic input occurred during 1400-500 BC, the Late Roman period and the Dark Ages (0-800 AD) and during the Little Ice Age (1400-1800 AD). Hydrological fluctuations correlate with NAO variability. This record demonstrates the complex interplay of climate variability, tectonics and human impact in the evolution of coastal Mediterranean regions.*

Palabras clave: Holoceno Tardío, Mediterraneo Central, lagoon, sedimentos laminados
Key words*: Late Holocene, Central Mediterranean, lagoon, laminated sediments*

INTRODUCCIÓN

Las costas del Mar Mediterráneo han sido densamente pobladas desde épocas prehistóricas, proporcionando recursos esenciales y actuando como nexos de comunicación entre las principales civilizaciones de la región (Marriner y Morhange, 2007). Durante esta larga historia de ocupación humana, estas zonas han estado sometidas a fluctuaciones climáticas, con un impacto particularmente importante en el ciclo hidrológico (Fletcher y Zielhofer, 2013). Por lo tanto, esta región destaca como una de las mejores para estudiar las complejas interacciones entre variabilidad climática y actividades humanas.

La transgresión Holocena inundó amplias zonas costeras mediterráneas, formando numerosas bahías y lagoons. Los sedimentos depositados en estas lagunas proporcionan importantes archivos de cambios ambientales, frecuentemente caracterizados por una compleja interacción entre variabilidad climática (Fletcher y Zielhofer, 2013), fluctuaciones eustáticas, actividad sísmica (Vött, 2007) e impacto humano. Sin embargo, el número de registros investigados en estas zonas son relativamente escasos (ej., Shkodra, Albania (Zanchetta et al., 2012); Amvrakikos, Grecia (Avramidis et al., 2014), entre otros) y, excluyendo antiguos puertos (Marriner y Morhange, 2007), la mayor parte de la información paleoambiental procede de sondeos marinos o de registros continentales de zonas interiores, frecuentemente sometidas a diferentes condiciones.

En este estudio investigamos una secuencia sedimentaria continua y laminada que registra los principales cambios ambientales de una zona costera del Mediterráneo central durante los últimos ~4.5 años cal. El análisis multidisciplinar (sedimentología, geoquímica, y sílice biogénica) de sondeos recuperados en el Lagoon de Butrint (Albania) refleja una influencia gradual de los cambios geomorfológicos en la cuenca de drenaje, modulados por la neotectónica y las actividades humanas en la cercana ciudad antigua de Butrint. Estos factores, junto con el impacto de la variabilidad climática, constituyen los principales mecanismos de cambio ambiental. Los sedimentos laminados de Butrint permiten identificar sus diferentes componentes, depositados estacionalmente y asociados a diferentes fuentes y variables ambientales. Además, la correlación con otros registros permite reconstruir la variabilidad espaciotemporal de los cambios registrados y la influencia de teleconexiones climáticas.

ÁREA DE ESTUDIO

Butrint (39°47'N, 20°1'E) es el lagoon costero más meridional de la costa del Mar Jónico en Albania (Fig. 1A). La cuenca lacustre ocupa un graben extensional N-S formado en el Pleistoceno (Aliaj et al., 2001). El sustrato está compuesto por: calizas (Jurásico medio – Cretácico medio), en Ksamili y el sur de las montañas Milë, y flysch paleoceno en el norte del lagoon (Tsabaris et al., 2007). Butrint se encuentra cerca del límite entre la placa europea y la microplaca adriática, una de las zonas tectónicamente más activas del Mediterráneo (Aliaj et al., 2001).

Por otro lado, Butrint es el único lagoon costero de Albania conectado directamente con el Mar Jónico, a través del Canal de Vivari (Fig. 1B). El Río Bistrica en el norte y el Río Pavllo constituyen las principales fuentes de agua dulce, mientras que el agua marina penetra ocasionalmente durante episodios de marea alta (Negroni, 2001). Por lo tanto, los aportes de

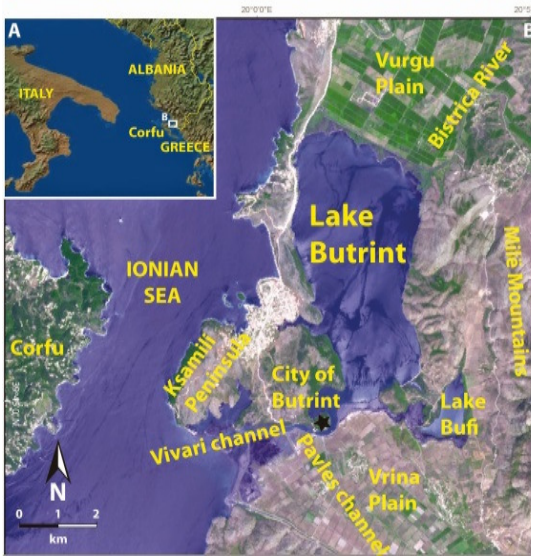


Fig. 1: A. Localización del área de estudio dentro del Mediterráneo central. B. Lago de Butrint y zonas adyacentes.

agua dulce (y ocasionalmente de agua marina) junto con las pérdidas a través del Canal de Vivari y la evaporación controlan las variaciones en la salinidad del lagoon. Los fuertes gradientes de temperatura y salinidad en la columna de agua (máxima profundidad: 21.4 m) dan lugar a estratificación permanente en: i) un epilimnion de ~8 m con temperaturas de entre 14 y 25 ºC, condiciones óxicas y salinidad moderada (13-26 PSU) y ii) un hipolimnion anóxico de ~13 metros con temperaturas constantes de ~17 ºC y mayor salinidad (30-36 PSU) (Negroni, 2001).

En una península actualmente rodeada por el Canal de Vivari se encuentran los restos arqueológicos de la antigua Ciudad de Butrint, fundada por los griegos en siglo II AC y poblada de forma variable pero continua hasta finales del siglo XVIII (Hodges et al., 1996).

METODOLOGÍA

Se recuperaron dos sondeos (BUT-12-1 y BUT-12-2), de 12 y 9 m de longitud, respectivamente, en la zona más profunda del lago con un equipo de percusión flotante. La parte más superficial de la secuencia se reconstruyó con el sondeo de gravedad BUT-00-2. La secuencia compuesta de 11.61 m se construyó mediante la correlación litoestratigráfica de los 3 sondeos. Todos ellos se cortaron longitudinalmente en 2 mitades y se escanearon con cámara digital Jai CV L105 3 CCD. Las facies sedimentarias se definieron mediante la descripción visu de las secciones y la observación de frotis con microscopio petrográfico. La composición elemental se midió con un core scanner AVAATECH XRF a 1 mm de resolución. Los sondeos se muestrearon cada 4 cm para Carbono Total (TC), Carbono Orgánico Total (TOC), Carbono Inorgánico Total (TIC), Nitrógeno Total (TN), composición mineralógica y sílice biogénica (BiSi). TC y TN se analizaron con HEKAtech Euro EA y el TIC por titrado colorimétrico (Coulometric Inc., 5011 CO2-Coulometer). El TOC se calculó como TOC = TC−TIC. La mineralogía se caracterizó por difracción de rayos X con un Bruker-AXS D5005 (condiciones de trabajo: Cu kα, 40 kV, 30 mA y graphite monochromator) y la abundancia relativa de cada mineral, según (Chung, 1974a, b). La BiSi se midió por digestion en húmedo combinada con ICP-AES.

La cronología de la secuencia está basada en: i) datación mediante ^{137}Cs en el sondeo BUT-00-2 y ii) 7 ataciones AMS ^{14}C en los sondeos BUT-12-1 y 2, analizadas en el ETH-Zürich. Las dataciones se calibraron con Calib 6.0 usando la curva INTCAL13 en el intervalo de probabilidad 2σ. El modelo de edad se construyó mediante interpolación lineal (Fig.2).

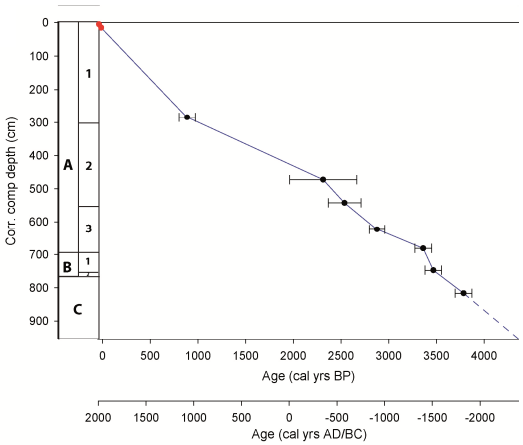


Fig. 2: Modelo de edad final de la secuencia de Butrint (excluyendo las homogeinitas depositadas instantáneamente). Los puntos negros con barras de error representan las dataciones radiocarbónicas y los rojos los máximos de actividad en ^{137}Cs.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se han definido 5 facies sedimentarias, que pueden agruparse en masivas y laminadas. El primer grupo incluye facies versicolores finamente (facies 1) a ligeramente (facies 2) laminadas. Estas facies se componen de láminas de espesor variable: i) amarillas, de calcita autigénica, ii) rojizas y marrones, ricas en materia orgánica y iii) grises de composición detrítica. El modelo de depósito de estas facies laminadas se describe en Ariztegui et al. (2010). Las facies masivas incluyen: i) limos grises y marrones de grano fino (facies 3), ii) limos versicolores finos organizados en secuencias granodecrecientes (facies 4) y iii) limos grises-verdosos con bioturbación y escafópodos (facies 5). Las facies 4 y 5 se interpretan como homogeinitas (turbiditas relacionadas con movimientos en masa) y se intercalan como intervalos discretos dentro de las facies laminadas. De acuerdo con esta distribución en facies, la secuencia sedimentaria de Butrint se ha dividido en tres unidades sedimentarias (Fig. 3):

La *Unidad C (1161.5 – 974.1 cm; 2421 – 1619 AC)*, constituida por facies 5 y el mayor contenido en siliciclásticos de la secuencia, representa condiciones marinas someras.

La *Unidad B (974.1 – 767.9 cm; 1619 – 1430 AC)* está dividida en dos intervalos diferenciados. En la parte inferior (*subunidad B2, 974.1 - 944.6 cm; 1619-1515 AC*) está caracterizada por facies ligeramente laminadas 2, la desaparición de los escafópodos y un aumento en pirita, todos indicativos de mayor anoxia. Por otro lado, el aumento en carbonatos y la presencia de halita reflejan un incremento en la salinidad. En conjunto, ambos factores reflejan

condiciones más restringidas, que coinciden con una primera fase de acreción de la Llanura de Vrina. (Hounslow y Chepstow-Lusty, 2004).

La *subunidad B2 (944.6 – 767.9 cm; 1515-1430 BC)* está formada por facies 1 constituidas únicamente por láminas grises-clásticas y amarillas-calcíticas con un gran número de homogeinitas intercaladas (facies 5), de espesor variable (2.5 a 17 cm). Estas capas se depositaron en un periodo relativamente corto (~60 años) y su depósito coincide con aumentos de MS, S y Fe. Probablemente son el resultado de movimientos en masa inducidos por eventos sísmicos que provocaron temblores en la cuenca lacustre y con ello, la liberación de H_2S y la mezcla de la columna de agua, extendiendo la anoxia y favoreciendo la precipitación de sulfuros. De hecho la liberación ocasional de H_2S hacia la zona superficial ha causado crisis distróficas durante el siglo XX en Butrint (Peja et al., 1996). El depósito de estas homogeinitas coincide con un fuerte terremoto (*M* = 6.8) registrado en Corfu (Grecia) entre 1500 y 1050 AC, situado a menos de 6 km de Butrint y que provocó tsunamis en el NO de Grecia (Vött, 2007). Considerando las incertidumbres cronológicas, este único evento documentado podría reflejar una crisis sísmica regional de mayor extensión temporal que podría haber reducido la estabilidad de los márgenes del lago y los deltas de los ríos Pavllos y Bistrica, desencadenando los movimientos en masa.

En la *Unidad A (767.9 – 0 cm; 1430 AC – 2000 DC),* predominan las facies laminadas. La parte inferior (*subunidad A3, 767.9 – 627.9 cm*, *1430-645 BC*) está formada por la alternancia entre facies ligeramente (2) y finamente (1) laminadas, que indican condiciones ligeramente más óxicas. Por otro lado, el aumento en siliciclásticos y descenso en carbonatos refleja aguas menos concentradas, probablemente debido a condiciones más húmedas, tal y como reflejan otros registros de los Balcanes en este periodo (e.g., Lago Prespa (Leng et al., 2013)) .

La *Subunidad A2 (627.9 – 361.6 cm; 645 AC – 894 DC)* está compuesta por facies 1, lo que, junto con el aumento en pirita, indica condiciones más restringidas. Hacia la mitad de esta subunidad aumenta la concentración en carbonatos, indicando mayor salinidad, y aumentan TOC y Fe/Mn, reflejando condiciones más anóxicas. Este periodo (400-0 AC) coincide con una etapa árida en el E del Mediterráneo (Bar-Matthews et al., 2003), pero contrasta con condiciones más húmedas en los Balcanes (Lacey et al., 2014; Zanchetta et al., 2012). La parte superior de esta subunidad refleja condiciones menos salinas, tal y como demuestra el descenso en carbonatos y condiciones más óxicas (menor Fe/Mn). El aumento en TOC/TN indica mayor aporte de materia orgánica terrestre, lo que, junto con el aumento de detríticos indicaría una mayor escorrentía. Este periodo coincide con la expansión de la ciudad antigua de Butrint durante el siglo I DC hacia la Llanura de Vrina y la puesta en cultivo de esta zona (Hounslow y Chepstow-Lusty, 2004), probablemente responsable de este aumento en el aporte de sedimentos detríticos. Además, este periodo coincide con el final del Periodo Cálido Romano (PCR) y las llamadas “Dark Ages (DA)”, caracterizadas por condiciones más frías y húmedas, tal y como reflejan otros registros Mediterráneos (Magny et al., 2013; Moreno et al., 2012).

La *subunidad A1 (361.1-0 cm, 894 – 2000 AD)* comienza con un aumento en la frecuencia y el espesor de las láminas de calcita, entre 340 y 300 cm, tal y como reflejan los aumentos en calcita y TIC. Este aumento en la salinidad coincide con un aumento en BiSi, que indica mayor bioproductividad,

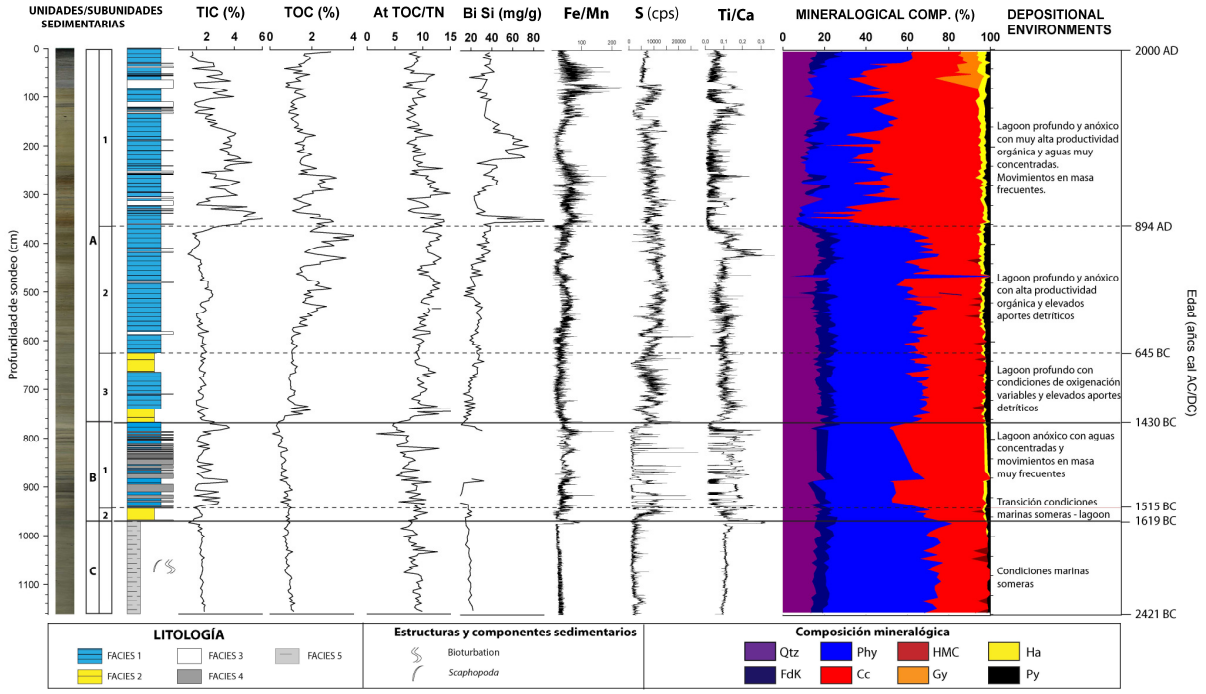


Fig. 3: Secuencia sedimentaria del Lagoon de Butrint con los diferentes indicadores analizados y la reconstrucción de ambientes sedimentarios correspondiente en la parte derecha.

y con condiciones más anóxicas (aumento en Fe/Mn). El aumento en la temperatura de las aguas habría favorecido la proliferación de diatomeas y la precipitación bioinducida de calcita. Este periodo (850-1350 AD) coincide con la Anomalía Climática Medieval (ACM), caracterizada por un aumento global en las temperaturas, y condiciones más áridas en el oeste del Mediterráneo (Moreno et al., 2012), en contraste con la mayor humedad registrada en el Este del Mediterráneo (Roberts et al., 2012). En la parte media de esta subunidad se produce un ligero descenso en el contenido en carbonatos y un aumento en los silicatos, que indicarían aguas menos concentradas; y un descenso en Fe/Mn, que refleja condiciones más óxicas. Este invervalo coincide con la Pequeña Edad de Hielo (PEH) (1350-1800 DC), caracterizada por un enfriamiento generalizado y mayor humedad en el oeste y zona central del Mediterráneo. Por el contrario, se produjo un aumento en la humedad al Este de los Balcanes. Tras este periodo, diversas modificaciones en el Lagoon de Butrint y el aumento global de temperaturas y del nivel del mar han contribuido a una progresiva salinización y eutrofización en el sistema (Ariztegui et al., 2010).

CONCLUSIONES

La secuencia sedimentaria del Lagoon de Butrint registra el progresivo aislamiento de esta cuenca respecto del Mar Jónico durante los últimos ~4500 años cal, como resultado de una compleja interacción de tectónica, clima y actividades humanas. La progradación del delta del Río Pavllo se aceleró tras la expansión de la ciudad antigua de Butrint hacia la Llanura de Vrina, cerrando progresivamente el Canal de Vivari. Las condiciones marinas someras predominaron hasta 1620 AC, dando paso a las primeras evidencias de condiciones restringidas. Entre 1477 y 1466 AC se produjeron un gran número de movimientos en masa (24 homogeinitas de hasta 17 cm de espesor) probablemente relacionados con una crisis sísmica en la región, documentada en Corfu y el NO de Grecia.

Los periodos de máxima salinidad coinciden con etapas cálidas, como el PCR (500 BC-0 AD), la ACM (800-1400 AD) y después de 1800 AD. Por el contrario las condiciones más húmedas se dieron durante: 1400-500 BC, final del PCR y DA (0-800 AD) y durante la PEH (1400-1800 AD). Este patrón coincide con los registros del oeste del Mediterráneo, lo que sugiere unos mecanismos responsables de la variabilidad climática regional similares en ambas zonas durante el último milenio.

Agradecimientos: Esta investigación se ha financiado con el proyecto HYVARMED (CGL2013-42645-P), concedido por el MINECO. M. Morellón disfruta de un contrato postdoctoral "JAE-DOC" cofinanciado por el CSIC y el Fondo Social Europeo (FSE). Agradecemos el apoyo a nuestra investigación en el Lago de Butrint a Salvatore Bushati (Academia Albanesa de las Ciencias) y a Arben Pambuku, Brunilda Brushulli, Adrian Dimithri y Marenglen Gjoka (Servicio Geológico de Albania).

Referencias bibliográficas

Aliaj, S., Baldassarre, G., Shkupi, D., (2001). Quaternary subsidence zones in Albania: some case studies. Bulletin of Engineering Geology and the Environment 59, 313-318.

Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., Robbiani, J.M., Bernasconi, S.M., Brati, E., Gilli, A., Lehmann, M.F., (2010). Natural and human-induced environmental change in southern Albania for the last 300 years: constraints from the Lake Butrint sedimentary record. Global and Planetary Change 71, 183-192.

Avramidis, P., Iliopoulos, G., Panagiotaras, D., Papoulis, D., Lambropoulou, P., Kontopoulos, N., Siavalas, G., Christanis, K., (2014). Tracking Mid- to Late Holocene depositional environments by applying sedimentological, palaeontological and geochemical proxies, Amvrakikos coastal lagoon sediments, Western Greece, Mediterranean Sea. Quaternary International 332, 19-36.

Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Gilmour, M., Matthews, A., Hawkesworth, C.J., (2003). Sea-land oxygen isotopic relationship from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implication for paleorainfall during interglacial interval. Geochimica et Cosmochimica Acta 67, 3181-3199.

Chung, F.H., (1974a). Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns of mixtures. I. Matrix-flushing method for quantitative multicomponent analysis. Journal of Applied Crystallography 7.

Chung, F.H., (1974b). Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns of mixtures. II. Adiabatic principle of X-ray diffraction analysis of mixtures. Journal of Applied Crystallography 7, 526-531.

Fletcher, W.J., Zielhofer, C., (2013). Fragility of Western Mediterranean landscapes during Holocene Rapid Climate Changes. CATENA 103, 16–29.

Hodges, R., Martin, S., Moreland, J., (1996). Butrint (Albania). A microcosm of Mediterranean History. Minerva 7, 9-13.

Hounslow, M.W., Chepstow-Lusty, A., (2004). A record of soil loss from Butrint, southern Albania, using mineral magnetism indicators and charcoal (AD 450 to 1200). The Holocene 14, 321-333.

Lacey, J., Francke, A., Leng, M., Vane, C., Wagner, B., (2014). A high-resolution Late Glacial to Holocene record of environmental change in the Mediterranean from Lake Ohrid (Macedonia/Albania). International Journal of Earth Sciences, 1-16.

Leng, M.J., Wagner, B., Boehm, A., Panagiotopoulos, K., Vane, C.H., Snelling, A., Haidon, C., Woodley, E., Vogel, H., Zanchetta, G., Baneschi, I., (2013). Understanding past climatic and hydrological variability in the Mediterranean from Lake Prespa sediment isotope and geochemical record over the Last Glacial cycle. Quaternary Science Reviews 66, 123-136.

Magny, M., Combourieu-Nebout, N., de Beaulieu, J.L., Bout-Roumazeilles, V., Colombaroli, D., Desprat, S., Francke, A., Joannin, S., Ortu, E., Peyron, O., Revel, M., Sadori, L., Siani, G., Sicre, M.A., Samartin, S., Simonneau, A., Tinner, W., Vannière, B., Wagner, B., Zanchetta, G., Anselmetti, F., Brugiapaglia, E., Chapron, E., Debret, M., Desmet, M., Didier, J., Essallami, L., Galop, D., Gilli, A., Haas, J.N., Kallel, N., Millet, L., Stock, A., Turon, J.L., Wirth, S., (2013). North-South palaeohydrological contrasts in the central Mediterranean during the Holocene: tentative synthesis and working hypotheses. Clim. Past 9, 2043-2071.

Marriner, N., Morhange, C., (2007). Geoscience of ancient Mediterranean harbours. Earth-Science Reviews 80, 137-194.

Moreno, A., Pérez, A., Frigola, J., Nieto-Moreno, V., Rodrigo-Gámiz, M., Martrat, B., González-Sampériz, P., Morellón, M., Martín-Puertas, C., Corella, J.P., Belmonte, Á., Sancho, C., Cacho, I., Herrera, G., Canals, M., Grimalt, J.O., Jiménez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F., Vegas-Vilarrúbia, T., Valero-Garcés, B.L., (2012). The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records. Quaternary Science Reviews 43, 16-32.

Negroni, G., (2001). La Laguna di Butrinti. Il Pesce 6, 45-49.

Peja, N., Vaso, A., Miho, A., Rakaj, N., Crivelli, A.J., (1996). Characteristics of Albanian lagoons and their fisheries. Fisheries Research 27, 215-225.

Roberts, N., Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Corella, J.P., Jones, M., Allcock, S., Woodbridge, J., Morellón, M., Luterbacher, J., Xoplaki, E., Türkeş, M., (2012). Palaeolimnological evidence for an east–west climate see-saw in the Mediterranean since AD 900. Global and Planetary Change 84-85, 23-24.

Tsabaris, C., Eleftheriou, G., Kapsimalis, V., Anagnostou, C., Vlastou, R., Durmishi, C., Kedhi, M., Kalfas, C.A., (2007). Radioactivity levels of recent sediments in the Butrint Lagoon and the adjacent coast of Albania. Applied Radiation and Isotopes 65, 445-453.

Vött, A., (2007). Relative sea level changes and regional tectonic evolution of seven coastal areas in NW Greece since the mid-Holocene. Quaternary Science Reviews 26, 894-919.

Zanchetta, G., Van Welden, A., Baneschi, I., Drysdale, R., Sadori, L., Roberts, N., Giardini, M., Beck, C., Pascucci, V., Sulpizio, R., (2012). Multiproxy record for the last 4500 years from Lake Shkodra (Albania/Montenegro). Journal of Quaternary Science 27, 780-789.

SHORT-LIVED AND SMALL SCALE FLUCTUATIONS OF SEA LEVEL DURING THE FIRST HIGHSTAND OF MIS 5e IN SOUTHEASTERN IBERIAN PENINSULA

T. Bardají [(1)], A. Cabero [(2)], C. Zazo [(3)], J. Lario [(2)], C.J. Dabrio [(4)], J. Goy [(5)], P.G. Silva [(6)], E. Roquero [(7)]

(1) Dpto. Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá, 28871-Alcalá de Henares. teresa.bardaji@uah.es
(2) Facultad de Ciencias, UNED. C/ Senda del Rey s/n. 28040-Madrid.
(3) Dpto. Geología; Museo Nal. CC.Nat., CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006-Madrid.
(4) Dpto. Estratigrafía, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 28040-Madrid (Spain).
(5) Dpto. Geología, Facultad de Ciencias, Univ. Salamanca. Pza. de la Merced, s/n. 37008-Salamanca
(6) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. Avda. Hornos Caleros, 50. 05003-Ávila.
(7) Dpto. Geología, ETSI Agrónomos, Univ.Politéncia de Madrid. Ciudad Universitaria. 28040-Madrid.

Resumen (Fluctuaciones cortas del nivel del mar durante el highstand más cálido del MIS5e): *El análisis de las unidades morfosedimentarias del MIS5e, tanto en las costas españolas como en muchas otras a escala global, revelan la existencia de importantes variaciones del nivel del mar a lo largo de dicho interglaciar. En diferentes localidades del Mediterráneo occidental se han identificado tres highstands del nivel del mar, interrumpidas por bajadas de menor amplitud. En el caso concreto de las costas españolas, se han diferenciado estos tres highstands en puntos desde Almería hasta Alicante, así como en Islas Baleares. En lo que se refiere a fluctuaciones menores del nivel del mar dentro de un determinado highstand, tan solo se han identificado en La Marina (Alicante) para el segundo highstand del MIS 5e. En este trabajo se presentan los resultados preliminares obtenidos para el primer highstand del MIS 5e, caracterizado por el desarrollo de sistemas de playa/duna oolítica, en los que se identifican oscilaciones de menor escala temporal.*
Palabras clave: Grietas poilgonales en arenas; unidades oolíticas; cambios del nivel del mar; Pleistoceno superior.
Key words*: Polygonal sandcraks; oolitic units; sea-level changes; Late Pleistocene.*

INTRODUCTION

Climate during MIS 5e shows a marked variability (Fronval and Jansen, 1997; McManus et al., 2002; Tzedakis et al., 2003; Martrat et al., 2004; Oppo et al., 2006; Milner et al., 2013; Kandiano et al., 2014, etc.), with significant worldwide sea-level changes (Plaziat et al., 1998; Schellmann et al., 2004; Schellmann and Radtke, 2004; Dumas et al., 2006; Hearty et al., 2007; Rohling et al., 2008; Accordi et al., 2010; Woodroffe & Webster, 2014; etc.). In western Mediterranean the number of highstands during MIS 5e, is still a matter of debate. In the coastal records from Spain, three hisghtands have been identified by means of morphosedimentary features (see synthesis in Zazo et al., 2003). In coastal caves from Mallorca, two highstands were distinguished by phreatic overgrowths on speleothemes (POS) (Ginés et al., 2005; Tuccimei et al., 2006) although more recently (Polyak et al., 2015) sea level has been described as stable during MIS 5e on the basis of these POS. In Italy, recent studies (Amorosi et al., 2014; Carboni et al., 2014) also support a fluctuating sea level during MIS5e, pointing to two high sea stands, although data from many other authors only support the occurrence of one highstand during MIS5e in western Mediterranean (Ferranti et al., 2006; Antonioli et al., 2006).

Along the Mediterranean coasts of the Iberian Peninsula, a general synthetic sequence of MIS5e units has been identified on the basis of geomorphological mapping, morphosedimentary analysis, and faunal content, and supported by U-series dating (Zazo et al., 2003). Three units bearing Senegalese warm fauna developed between □135 and □117 ka (Hillaire-Marcel et al., 1996). The first highstand is characterized by oolithic beach-dune or beach barrier – lagoon systems, the second one by biosiliciclastic beach – dune systems and the third one is represented by poorly-sorted boulders imbedded in a reddish matrix.

Millenial scale sea level fluctuations have been described for the second highstand of MIS5e in other locations of the Mediterranean Spanish littoral (Dabrio et al., 2011), but never for the first oolithic highstand, which is usually represented by dune development (see review in Bardají et al., 2009). Oolithic foreshore/backshore environments are observed in very few sites, where the presence of polygonal sandcracks is proposed here as an indicator of small, possibly short-lived, fluctuations of sea level during this first warmest highstand of MIS 5e.

LOCATION

Three oolithic sequences have been revisited and analysed (Fig. 1): El Playazo (Almería), Cope Basin (Murcia) and Calblanque (Murcia). The three of them have been considered among the best examples of well preserved oolithic dune systems form the Last

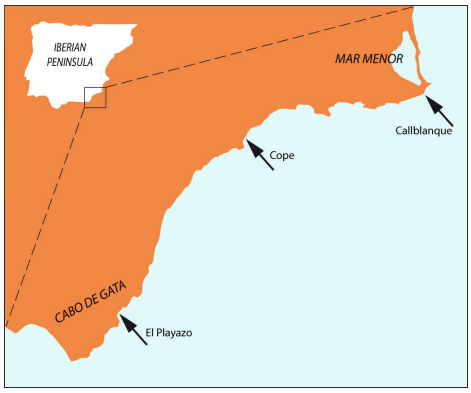


Figure 1. Location of studied sequences

Interglacial. The preservation is due to their location in three protected natural Parks (Cabo de Gata-Níjar, Cabo Cope-Puntas de Calnegre y Calblanque-Monte de las Cenizas-Peña del Águila), what have preserved the sedimentary sequences to be destroyed by the human impact and urban pressure.

METHODOLOGY

The presence of polygonal cracks in mud-free sandy sediments is considered a rare feature given the lack of cohesive strength between these particles. However, polygonal sandcracks have been recently described (Glumac et al., 2011) in Holocene and modern dune and beach oolithic backshore deposits from Bahamas. These authors explain the development of the polygonal cracks by the uniform size and shape of these ooids sands, that allows a homogeneous distribution of water around the grains, so when desiccation these continuous films of water breaks into isolated capillary films, in such a way that stress generated by surface tension promote the contraction and cracking of the sands in a polygonal pattern.

We have found this structures in the upper-foreshore / backshore of MIS 5e oolithic deposits in the three selected sections: El Playazo, Cope and Calblanque, displaying a different morphosedimentary distribution of oolithic units, which we interprete as caused by small-scale sea level change (Fig. 2).

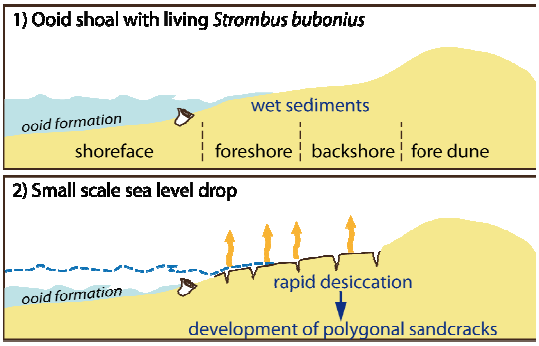


Figure 2. Development of polygonal sandcracks as a consequence of small-scale sea level drop

DATA

Calblanque (Murcia)

Calblanque presents one of the best-preserved examples of fossil dune systems in the Mediterranean Spanish littoral. Up to four different units covering from Last Interglacial to the active present ones have been described (Baena et al., 1981; Bardají et al., 2011).

At least two different oolithic dunes have been distinguished, with development of polygonal sandcracks on the transition to the backshore/upper foreshore of the first oolithic dune. The second oolithic dune displays an offlapping disposition over it, (Fig. 3). Soil development within dune systems evidences stops in aeolian activity, however these soils have not yet been studied and they must be interpreted within the sea level history for this site.

Cope (Murcia)

In Cope basin, at least three different oolithic foredune units have been distinguished, but only in the lower one we have been able to identify the upper foreshore/backshore facies with a few specimens of *Strombus bubonius* in it. Polygonal sandcraks develop on top of these facies being overlapped by a second oolithic dune, (Fig. 4).

El Playazo (Almería).

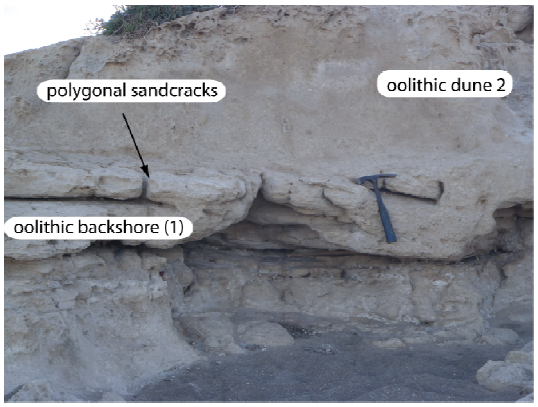


Figure 4. Polygonal sandcracks in MIS5e deposits from Cope

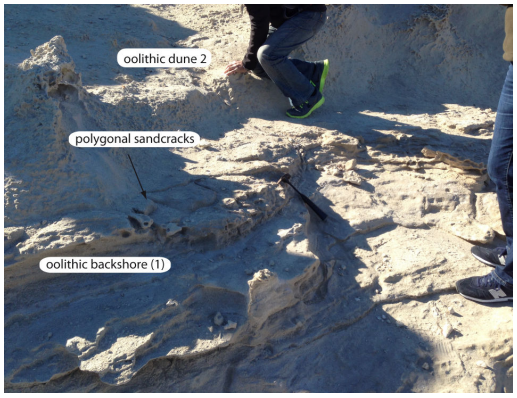


Figure 5. Polygonal sanbdcraks in backshore deposits from oolithic MIS 5e unit in El Playazo (Almería)

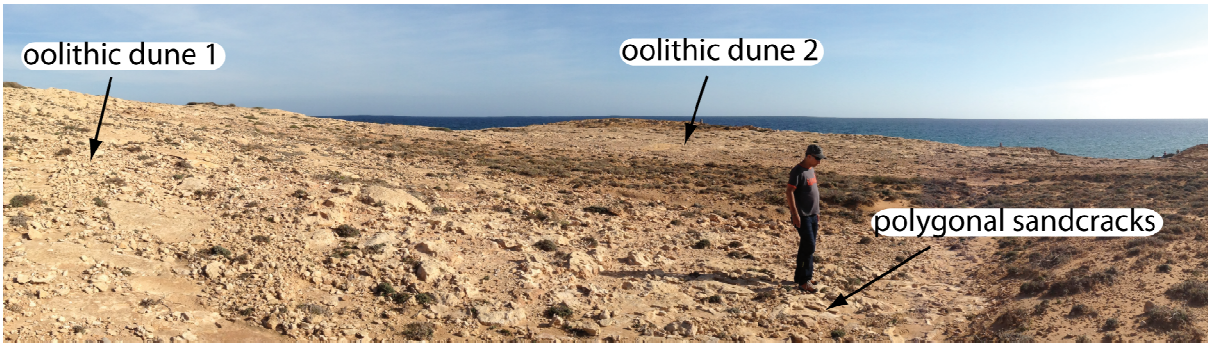


Figure 3. Disposition of successive oolithic dune units with development of polygonal sandcracks in betwee

This is one of the few sites in Cabo de Gata area, where the upper foreshore outcrops over the present mean sea level. In this site, polygonal sandcracks are developed on the backshore/dune facies (Fig. 5), in a similar disposition than Cope section.

INTERPRETATION

We interpret this distribution of sedimentary facies as a consequence of a small-scale short-lived sea level change. Polygonal sandcracks created as a consequence of a rapid desiccation process in the upper foreshore/backshore (Fig. 2), are covered (in overlap or offlap disposition) by a new generation of

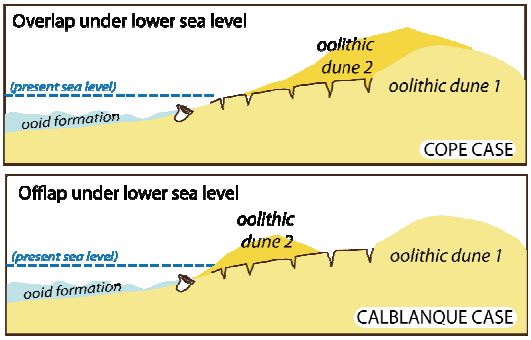


Figure 6. Interpretation of morphosedimentary disposition of units under the sea lvel point of view

dunes developed under a slightly lower position of sea level, (Fig. 6).

A main characteristic of these oolithic shoals is their low slope angle, so any small variation of sea level can cause noticeable lateral shifts in sedimentary facies. Having this into account, we suggest that a sea-level drop not higher than 1 – 1.5m can cause the facies distribution observed in the analysed sequences.

CONCLUSSIONS

First MIS 5e highstand in Mediterranean coasts of Iberian Peninsula is characterized by the development of oolithic foredune/beach systems, with few outcrops of foreshore/backshore environments above present mean sea level. Identification in some of these outcrops of polygonal sandcracks in the upper fosreshore/backshore facies of MIS 5e oolithic units, together with the analyses of facies superposition have been used as indicators of small-scale sea level variations.

At least two different units have been identified suggesting that sea level during first highstand of MIS 5e was not as steady as previously thought. Facies distribution in the analyzed sequences points to a sea level position slightly higher, but not far, than the present one at the beginning of this highstand, followed by a small-scale drop of sea level. However we cannot discard that these changes are related to climatic changes, implying a shift towards more dry conditions that could result in a desiccation process and consequently the development of polygonal sandcracks.

Acknowledgements: This work has been supported by Spanish research projects: CGL2012-33430 (CSIC), CGL2012-3781-CO2-01 (USAL) and CGL2013-4287 (UNED), and it is a contribution to INQUA CMP-WG on Long Term Sea-Level Changes and Research Group UCM 910198

References

Accordi, G., Brillia, M., Carbonea, F., Voltaggioa, M. (2010). The raised coral reef complex of the Kenyan coast: Tridacna gigas U-series dates and geological implications. *Journal of African Earth Sciences* 58, 97-114.

Amorosi, A., Antonioli, F., Bertini, A., Marabini, S., Mastronuzzi, G., Montagna, P., Negri, A., Rossi, V., Scarponi, D., Taviani, M., Angeletti, L., Piva, A., Vai, G.B. (2014). The Middle–Upper Pleistocene Fronte Section (Taranto, Italy): An exceptionally preserved marine record of the Last Interglacial. *Global and Planetary Change* 119, 23-38.

Antonioli F., Kershaw S., Ferranti L. (2006) - A double MIS 5.5 marine notch? *Quaternary International* 145-146, 19-29.

Baena, J., Goy, J.L., Zazo, C. (1981). El litoral de Almería. En: (Aguirre Coord.) *Libro Guía Excursión Mesa-Redonda sobre el Tirreniense del Litoral Mediterráneo Español.* INQUA Sucomm. Mediterranée-Mer Noir. Madrid-Lyon.

Bardají, T., Goy, J.L., Zazo, C., Hillaire Marcel, C., Dabrio, C.J., Cabero, A., Ghaleb, B., Silva, P.G., Lario, J. (2009). Sea-level and climate changes during OIS 5 in western Mediterranean (Spain). *Geomorphology* 104, 22-37.

Bardají, T., Zazo, C., Lario, J., Goy, J.L., Cabero, A., Dabrio, C.J., Silva, P.G. (2011). Las dunas costeras del Presente y Último Interglaciar en Málaga, Almería y Murcia. En: Sanjaume & Gracia-Prieto (eds.) *Las dunas en España*. Soc. Española de Geomorfología, 331-357

Carboni, S., Lecca, L., Hillaire-Marcel, Cl., Ghaleb, B. (2014). MIS 5e at San Giovanni di Sinis (Sardinia, Italy): Stratigraphy, U/Th dating and “esustatic” inferences. *Quaternary International* 328-329, 21-30

Dabrio, C.J., Zazo, Cabero, A., Goy, J.L., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., González-Delgado, J.A., Lario, J., Silva, P.G., Borja, F., García-Blázquez, A. (2011). Millenial/Submillenial scale sea-level fluctuations in Western Mediterranean during the second highstand of MIS 5e. *Quaternary Scence Reviews* 30, 335-346.

Dumas, B., Hoang, C.T., Raffy, J. (2006). Record of MIS 5 sea-level highstands based on U/The dated coral terraces of Haiti. *Quaternary International* 145 -146, 106 - 118.

Ferranti, L., Antonioli, F., Amorosi, A., Dai Prà, G., Mastronuzzi, G., Mauz, B., Monaco, C., Orrù, P., Pappalardo, M., Radtke, U., Renda, P., Romano, P., Sansò, P., Verrubbi, V. (2006). Elevation of the last interglacial highstand in Italy: a benchmark of coastal tectonics. *Quaternary International* 145–146, 30–54

Fronval, T., Jansen, E., (1997). Eemian and early Weischselian (140.60 ka) paleoceanography and paleoclimate in the Nordic seas with comparisons to Holocene conditions. *Palaeoceanography* 12, 963–985.

Ginés, J., Fornós, J.J., Ginés, A. (2005). Els espeleotemes freàtics del Quaternari de Mallorca: aspectes morfològics, mineralògics i cristal-lográfics. In: Sanjaume, E. & Mateu, J. (eds.). Geomorfologia litoral i Quaternari. Homenatge al professor Vicenç M. Rosselló. Universitat de Valencia (Ed.), 151-165.

Glumac, B., Curran, H.A., Motti, S.A., Weigner, M.M., Pruss, S.B. (2011). Polygonal sandcraks: Unique sedimentary desiccation structures in Bahamian ooid grainstone. *Geology*, 39:7, 615-618.

Hearty, P.J., Hollin, J.T., Neumann, A.C., O'Leary, M.J., McCulloch, M. (2007). Global sea level fluctuations during the last interglaciation (MIS 5e). *Quaternary International* 26, 2090–2112.

Hillaire-Marcel, Cl., Gariépy, Cl., Ghaleb, B., Goy, J.L., Zazo, C., Cuerda, J. (1996). U-series measurements in Tyrrhenian deposits from Mallorca. Further evidence for

two Last Interglacial high sea-levels in the Balearic Islands. *Quaternary Science Reviews* 15, 53-62

Kandiano, E.S., Bauch, H.A., Fahl, K. (2014). Last Interglacial surface water structures in the western Mediterranean (Balearic) Sea: Climatic variability and link between low and high latitudes. *Global and Planetary Change* 123, 67-76.

Martrat, B., Grimalt, J.O., López-Martínez, C., Cacho, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J.H., Modell, D.A. (2004). Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science* 306, 1762–1765

McManus, J.F., Oppo, D.W., Keigwin, L.D., Cullen, J.L. (2002). Prolonged interglacial warmth in the North Atlantic and the onset of the last Pleistocene ice age. *Quaternary Research* 58, 17–21.

Milner, A.M., Müller, U.C., Roucoux, K.H., Collier, R.E.L., Pross, J., Kalaitzidis, S., Christanis, K., Tzedakis, P.C. (2013). Environmental variability during the Last Interglacial: a new high-resolution pollen record from Tenaghi Philippon, Greece. *Journal of Quaternary Science* 28, 113–117.

Oppo, D.W., McManus, J.F., Cullen, J.L. (2006). Evolution and demise of the Last Interglacial warmth in the subpolar North Atlantic. *Quaternary Science Reviews* 25, 3268-3277

Plaziat, J.C., Reyss, J.L., Choukri, A., Orsag-Sperber, F., Baltzer, F., Purser, B.H. (1998). Mise en évidence, sur la côte récifale d'Egypte, d'une régression interrompant brièvement le plus haut niveau du Dernier Interglaciaire: un nouvel indice de variations glacioeustatiques à haute fréquence au Pléistocène? Bulletin de la Société Géologique de France 169 (1), 115-125.

Polyak, V.J., Onac, B.P., Asmeron, Y., Fornós, J.J., Dorale, J..A., Tuccimei, P. (2015). Sea-level stability during Marine Isotope Stage 5e: Evidences from POS (Phreatic Overgrwoths on Speleothems) in Mallorca, western Mediterranean. In: del Olmo & Faust (eds.). *Proceedings of the Meeting Progress in Quaternary archives studies in the Iberian Peninsula,* Sevilla, march 12-13, 2015, pp.26.

Rohling, E.J., Grant, K., Hembelen, C., Siddall, M., Hoocakker, B.A.A., Bolshaw, M., Kucera, M. (2008). High rates of sea-level rise during the Last Interglacial period. *Nature Geoscience* 1, 38-42.

Schellmann, G., Radtke, U. (2004). A revised morpho- and chronostratigraphy of the Late and Middle Pleistocene coral reef terraces on southern Barbados (West Indies). *Earth Science Reviews* 64, 157-187.

Schellmann, G., Radtke, U., Potter, E.-K., Esat, T.M., McCulloch, M.T. (2004). Comparison of ESR and TIMS U/Thdating of marine isotope stage (MIS) 5e, 5c, and 5a coral from Barbados-implications for palaeo sea-level changes in the Caribbean. *Quaternary International* 120, 41-50

Tuccimei, P., Ginés, J., Delitala, M.C., Ginés, A., Gràcia, F., Fornós, J.J., Taddeucci, A. (2006). High precision U-series data from phreatic overgrowths on speleothems. *Zeitschrift für Geomorphology* 50 (1), 1-21.

Tzedakis, P.C., Frogley, M.R., Heaton, T.H.E. (2003). Last Interglacial conditions in southern Europe: evidence fromIoannina, northwest Greece. *Global and Planetary Change* 36, 157–170.

Woodroffe, C.D. and Webster, J.M. (2014). Coral reefs and sea-level change. *Marine Geology* 352, 248-267.

Zazo C., Goy J.L., Dabrio C.J., Bardají T., Hillaire-Marcel C., Ghaleb B., González-Delgado A., Soler V. (2003). Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. *Marine Geology* 194, 103-133.

LA DATACIÓN DE GRANOS DE CUARZO ÓPTICAMENTE BLANQUEADOS PROCEDENTES DE DEPOSITOS CUATERNARIOS MEDIANTE RESONANCIA PARAMAGNÉTICA ELECTRÓNICA: ESTADO ACTUAL DEL MÉTODO

M. Duval [1,2]

(1) Programa de geocronología, Laboratorio de datación ESR, Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana, Burgos, España. Correo electrónico: mathieu.duval@cenieh.es
(2) Research School of Earth Sciences, The Australian National University. Canberra, Australia.

Abstract (ESR dating of optically bleached quartz grains extracted from Quaternary deposits: state of the art): *Electron Spin Resonance (ESR) dating of optically bleached quartz grains is based on the same principles as the Optically Stimulated Luminescence (OSL) method: this is a palaeodosimetric method based on the study of light-sensitive signals. However, although both methods may be applied to the same material (quartz grains) and date the exact same event (the last sunlight exposure), they have nevertheless specific strengths and weaknesses. In contrast to OSL, ESR is much less used and its potential in Geochronology is still not widely known within the community of Quaternary specialists. To overcome this situation, the purpose of this work is to present a "state-of-the-art" overview of the ESR dating of optically bleached quartz grains based on the most recent advances in the field, using the examples of several dating applications in various localities/sections of the Iberian Peninsula.*

Palabras clave: Geocronología del Cuaternario; Resonancia Paramagnética Electrónica; Granos de cuarzo ópticamente blanqueados.
Key words*: Quaternary Geochronology; Electron Spin Resonance (ESR) dating; Optically bleached quartz grains.*

INTRODUCCIÓN

La datación por Resonancia Paramagnética Electrónica (*Electron Spin Resonance*, ESR) es un método paleodosimétrico, al igual que los basados en los fenómenos de luminiscencia. En ESR la muestra es considerada como un dosímetro, es decir como un material capaz de registrar y restituir la dosis absorbida procedente de las diferentes radiaciones ionizantes a las que ha sido sometida. La ventaja principal del método ESR es sin duda su versatilidad, ya que se puede aplicar a una gran variedad de materiales (carbonatos, fosfatos, silicatos) lo que le permite cubrir casi todos los contextos sedimentarios posibles (Duval, 2013). La primera aplicación del ESR a granos de cuarzo ópticamente blanqueados se publicó hace 30 años (Yokoyama et al., 1985) y desde entonces se ha convertido en una aplicación importante en geocronología del Cuaternario.

Sin embargo, a pesar de sus similitudes con la OSL el método ESR sobre cuarzos sigue finalmente poco conocido en comparación, probablemente por la cantidad relativamente débil de trabajos publicados al año sobre el asunto debido a un número muy limitado de científicos y laboratorios especializados en ESR en el mundo.

Desde su inauguración en Julio 2009, el Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH) en Burgos alberga un laboratorio de datación ESR, el primer establecido en el país. En los últimos años se invirtieron muchos esfuerzos en el desarrollo de protocolos analíticos punteros centrados sobre la datación de cuarzo. Entre otras cosas, estos estudios se centraron en la evaluación de la dosimetría *in situ* (Arnold et al., 2012, Duval and Arnold, 2013), la optimización de las condiciones experimentales para alcanzar resultados reproducibles (Duval and Guilarte Moreno, 2012), la comprensión de la señal ESR de los centros Al y Ti del cuarzo y de su comportamiento con la dosis (Duval, 2012; Duval y Guilarte, en prensa), permitiendo así mejorar de manera significativa la fiabilidad del método al aplicarse a depósitos cuaternarios.

En consecuencia, el objetivo principal de este trabajo es presentar el estado actual del método ESR y su potencial en Geocronologia del Cuaternario, basándose en resultados recientemente obtenidos en varias localidades/yacimientos pleistocenos de la Península Ibérica.

PRINCIPIOS BÁSICOS DEL MÉTODO ESR

El método de datación se basa en la cuantificación de las cargas eléctricas atrapadas en los defectos cristalinos (formando así una entidad llamada centro paramagnético) mediante espectroscopia ESR, ya que su valor está directamente relacionado con la dosis de radiación absorbida por la muestra. Dicha cantidad depende tanto de la intensidad de la radiación (tasa de dosis) como de la duración de la exposición a la radiactividad. Por lo tanto, una edad ESR es calculada a partir de la siguiente ecuación:

Fig. 1: El espectrómetro ESR Bruker EMXmicro de banda X del laboratorio ESR del CENIEH (Burgos, España). Derecha: enfoque sobre una muestra de cuarzo en curso de medida a baja temperatura (90 K).

$$D_E = \int_0^T D(t)\, dt$$

donde D_E es la dosis equivalente (expresada en Gray, Gy), o sea la dosis total absorbida por la muestra desde la puesta a cero del geocronometro (t=0); D es la tasa de dosis (µGy/a o Gy/ka), es decir la dosis de radiación media que recibe anualmente la muestra, y T la duración de la exposición de la muestra a la radiactividad natural, o sea su edad ESR. En el caso de una tasa de dosis constante en el tiempo, la primera ecuación se puede simplificar de la siguiente manera:

$$T = \frac{D_E}{D}$$

DATACIÓN DE GRANOS DE CUARZO

El cuarzo presenta la particularidad de tener unos centros paramagnéticos sensibles a la luz solar. Por lo tanto, al igual que la OSL, la datación de cuarzos sedimentarios se basa en la puesta a cero de la señal ESR durante el transporte del sedimento, un fenómeno conocido como blanqueo óptico. Desde el momento del enterramiento del cuarzo al abrigo de la luz solar, se crean centros paramagnéticos y la señal ESR aumenta como consecuencia de la interacción de la radiactividad natural con la muestra. El evento datado es entonces el momento en el que la muestra ya no está expuesta a la luz.

El cuarzo tiene varios centros paramagnéticos asociados a defectos cristalinos potencialmente útiles para conseguir una datación (para una revisión detallada, Ikeya, 1993), pero los más usados son sin duda el centro titanio (Ti) y el centro aluminio (Al). Cada uno tiene características específicas en términos de sensibilidad a la radiación, estabilidad térmica o cinética de blanqueo que los hacen más o menos idóneos en función del contexto geológico y del rango de tiempo que se quiere datar. La tabla 1 presenta las fuerzas y limitaciones de cada centro. Resumiendo, el centro Al tiene en práctica una señal de intensidad alta, relativamente fácil de medir, pero una cinética de blanqueo bastante lenta y una intensidad residual que no puede ser blanqueada. Al contrario, el centro Ti blanquea mucho más rápidamente pero es más complicado conseguir medidas reproducibles.

	Centro Al	Centro Ti
Relación señal/ruido (S/N)	Alta	Baja
Precisión de las medidas	Alta	Media-baja
Saturación de la señal ESR con la dosis	Ninguna	Saturación ~6-10 kGy
Cinética de blanqueo	Lenta	Rápida
Intensidad ESR residual	Si	No

Tabla 1: características principales de los centros Al y Ti.

POTENCIAL DEL MÉTODO ESR EN GEOCRONOLOGÍA DEL CUATERNARIO

Una síntesis del potencial del método ESR aplicado a granos de cuarzo está presentada en la tabla 2. Trabajos recientemente publicados sobre varias localidades pleistocenas de la Península Ibérica demuestran el interés del método ESR como alternativa fiable a la OSL para periodos más antiguos que 200 ka.

Por ejemplo, el uso del centro Ti en Cuesta de la Bajada (Teruel) permitió producir unas fechas ESR en buen acuerdo con los resultados OSL, mientras que los datos ESR del centro Al sugirieron un blanqueo incompleto de su señal antes del depósito del sedimento (Santonja et al., 2014).

Uno de los resultados más llamativos fue obtenido en Vallparadís (Terrassa), donde la datación ESR de cuarzos (basada en el centro Al) combinada a la de dientes fosiles, permitió proporcionar fechas de 0,8-0,9 Ma para los niveles EVT7 y 8, o sea en excelente acuerdo con los resultados independientes obtenidos mediante magneto- y bio- estratigrafía que posicionaban cronológicamente estos niveles entre los eventos magnéticos Jaramillo y Brunhes, es decir entre 0,99 Ma y 0,78 Ma (ver todos los detalles en Duval et al., en prensa).

En el caso del yacimiento paleolítico antiguo de Barranco León (Orce), el método ESR aplicado a granos de cuarzos permitió confirmar la presencia de los homininos en el continente Europeo hace aprox. 1,4 Ma (Toro-Moyano et al., 2013). Sin embargo la imposibilidad de medir el centro Ti, la dispersión relativamente importante de los resultados ESR en el nivel considerado, como la ausencia de un marco cronoestratigrapfico independiente preciso, llevan a interpretar este resultado como una fecha máxima posible.

Por fin, la aplicación del método ESR a granos de

Evento datado	-	Última exposición del sedimento a la luz solar.
Especificidad de la aplicación	-	Señal ESR sensible a la luz (al igual que la OSL)
	-	Presencia de una intensidad ESR residual (no blanqueable) en el caso del centro Aluminio.
Límite temporal mínima	-	~10 ka (con el centro Ti)
Límite temporal máxima	-	Mioceno (centro Al).
Precisión	-	Error estándar suele ser de ~10% a 1σ (en general entre 5 y 15%).
Fuerzas de la aplicación	-	El cuarzo es un mineral muy abundante en la superficie terrestre, encontrado en casi todo tipo de contexto geológico.
	-	Funciona muy bien en contexto fluvial, donde condiciones de blanqueo óptico suelen ser optimas y las evidencias de ocupaciones humanas son cada vez más frecuentes.
	-	Puede datar periodos que no se suele poder alcanzar con la OSL.
	-	Se puede usar varios tipos de centros con fines geocronologicos (p. ej. Al, Ti, E`, Ge)
Limitaciones actuales	-	Limitaciones tecnológicas: ▪ medidas ESR *single grain* son muy complicadas de manera estándar ▪ es difícil obtener datos ESR muy precisos debido a la heterogeneidad intrínseca de la muestra y a la variación angular relativamente importante de la señal.
	-	Medidas ESR largas y complejas (varias horas y a baja temperatura [90 K])

Tabla 2: Síntesis de las fuerzas y limitaciones actuales del método ESR aplicado a los granos de cuarzo ópticamente blanqueados.

cuarzo procedentes de los depósitos asociados al río Alcanadre (Huesca) permitieron por la primera vez tener dataciones numéricas para las terrazas más altas en la cuenca del Ebro (Duval et al., enviado).

CONCLUSIONES

El presente trabajo proporciona una visión general sintética del potencial y de las limitaciones actuales del método ESR aplicado a granos de cuarzo, método que sigue relativamente poco conocido en comparación con la OSL, aunque ambos tengan muchas similitudes.

Agradecimientos: Mi trabajo de investigación está actualmente financiado por una beca de investigación Marie Curie IOF (*International Outgoing Fellowship*) del Séptimo Programa Marco de la Union Europea (FP7/2007-2013) con referencia PIOF-GA-2013-626474. Agradezco a Jorge Pedro Galve y los miembros del comité científico de la reunión por las correcciones de forma y fondo que han permitido mejorar el presente resumen.

Referencias bibliográficas

Arnold, L.J., Duval, M., Falguères, C., Bahain, J.-J., Demuro, M. (2012). Portable gamma spectrometry with cerium-doped lanthanum bromide scintillators: Suitability assessments for luminescence and electron spin resonance dating applications. *Radiation Measurements* 47(1): 6-18.

Duval, M. (2012). Dose response curve of the ESR signal of the Aluminum center in quartz grains extracted from sediment. *Ancient TL* 30(2): 1-9.

Duval., M. (2013). La datación por Resonancia Paramagnética Electrónica (ESR). En: *Métodos y Técnicas de análisis y estudio en arqueología prehistórica. De lo técnico a la reconstrucción de los grupos humanos* (M. García Diez and L. Zapata, Eds.). Universidad del País Vasco (UPV/EHU), Bilbao, pp. 96-102.

Duval, M., Guilarte Moreno, V. (2012). Assessing the influence of the cavity temperature on the ESR signal of the Aluminum center in quartz grains extracted from sediment. *Ancient TL* 30(2): 11-16.

Duval, M., Arnold, L.J. (2013). Field gamma dose-rate assessment in natural sedimentary contexts using LaBr3(Ce) and NaI(Tl) probes: A comparison between the “threshold” and “windows” techniques. *Applied Radiation and Isotopes* 74(0): 36-45.

Duval, M., Guilarte, V. (en prensa). ESR dosimetry of optically bleached quartz grains extracted from Plio-Quaternary sediment: Evaluating some key aspects of the ESR signals associated to the Ti-centers. *Radiation Measurements*. DOI: 10.1016/j.radmeas.2014.10.002.

Duval, M., Bahain, J.-J., Falguères, C., Garcia, J., Guilarte, V., Grün, R., Martínez, K., Moreno, D., Shao, D., Voinchet, P. (en prensa). Revisiting the ESR chronology of the Early Pleistocene hominin occupation at Vallparadís (Barcelona, Spain). *Quaternary International*. DOI: 10.1016/j.quaint.2014.08.054

Duval, M., Sancho, C., Calle, M., Guilarte, V., Peña-Monné, J.L. (enviado). On the potential of the ESR dating method applied to optically bleached quartz grains in sedimentary fluvial environments: some examples from the Early Pleistocene terraces of the Alcanadre River (Ebro basin, Spain). Submitted to *Quaternary Geochronology*.

Ikeya, M. (1993). New Applications of Electron Spin Resonance Dating, Dosimetry and Microscopy. Singapore, World Scientific.

Santonja, M., Pérez-González, A., Domínguez-Rodrigo, M., Panera, J., Rubio-Jara, S., Sesé, C., Soto, E., Arnold, L.J., Duval, M., Demuro, M., Ortiz, J.E., de Torres, T., Mercier, N., Barba, R., Yravedra, J. (2014). The Middle Paleolithic site of Cuesta de la Bajada (Teruel, Spain): a perspective on the Acheulean and Middle Paleolithic technocomplexes in Europe. *Journal of Archaeological Science* 49: 556-571.

Toro-Moyano, I. Martínez-Navarro, B., Agustí, J., Souday, C., Bermúdez de Castro, J.M., Martinón-Torres, M., Fajardo, B., Duval, M., Falguères, C., Oms, O., Parés, J.M., Anadón, P., Julià, R., García-Aguilar, J.M., Moigne, A.M., Espigares, M.P., Ros-Montoya, S., Palmqvist, P. (2013). The oldest human fossil in Europe, from Orce (Spain). *Journal of Human Evolution* 65(1), pp. 1-9.

Yokoyama, Y., Falguères, C., Quaegebeur, J.P. (1985). ESR dating of quartz from quaternary sediments: First attempt. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* (1982) 10(4–6): 921-928.

ACTUALIZACIÓN DEL MAPA DEL CUATERNARIO DE ESPAÑA (E. 1:1.000.000) Y CONTRIBUCIÓN ESPAÑOLA AL "INTERNATIONAL QUATERNARY MAP OF EUROPE (E. 1:2.500.000)"

A. Salazar [(1)], J.A. Rodriguez-García [(1)], A. Sevillano [(2)], V. Cañas [(3)], L. Adrados [(4)], I. Galindo [(5)], N. Sánchez [(5)], M.A. Perucha [(6)], J. Vegas [(6)], J. García-Mayordomo [(1)], J.A. Díaz de Neira [(1)], F.B. Nozal [(1)]

(1) Instituto Geológico y Minero de España, C/ La Calera, 1. 28760 - Tres Cantos (Madrid). a.salazar@igme.es; ja.rodriguez@igme.es; julian.garcia@igme.es; j.diazdeneira@igme.es; f.nozal@igme.es
(2) Instituto Geológico y Minero de España (Unidad Territorial de Baleares), C/ de Felicià Fuster, 7. 07006 – Palma de Mallorca. a.sevillano@igme.es
(3) Barrio Elejalde, 67-G. 48113 – Gamiz-Fika. vcanas78@gmail.com
(4) Geolag, Turismo geológico. Residencial La Vallina, 20-4ºA. 33191 - San Claudio - Oviedo (Asturias). info@geolag.com
(5) Instituto Geológico y Minero de España (Unidad Territorial de Canarias), C/ Alonso Alvarado, 43 - 2ºA. 35003 - Las Palmas de Gran Canaria. i.galindo@igme.es; n.sanchez@igme.es
(6) Instituto Geológico y Minero de España, C/ Ríos Rosas, 23. 28003 – Madrid. ma.perucha@igme.es; j.vegas@igme.es

Update of the Quaternary Map of Spain (e. 1: 1,000,000) and Spanish contribution to the International Quaternary Map of Europe (e. 1: 2,500,000): *This contribution deals about a new project started by the Geological and Mining Institute of Spain with a dual purpose. First, to update the geological data of the Quaternary Map of Spain at 1:1,000,000 scale, and also to update its format and data model. Second, to contribute with cartographic data about the Quaternary geology at 1: 2,500,000 of the Spanish european territory (Iberian Peninsula and Balearic Islands) for carrying out a new digital version of the International Quaternary Map of Europe (IQUAME-2500), an international project based on a multi-institutional collaborative framework.*
In order to achieve these goals, multiple factors shall be taken into account such as the diverse scientific-technical requirements, the sources of the key data, the different tasks to be performed and the potential synergies with other data sets about Quaternary geology.

Palabras clave: Cartografía geológica, geología del Cuaternario, España, Europa
Key words*: Geological mapping, Quaternary geology, Spain, Europe*

INTRODUCCIÓN

Desde su creación en 1849 como *Comisión para la Carta Geológica de Madrid y General del Reino*, el *Instituto Geológico y Minero de España* (IGME) ha tenido entre sus tareas la realización de cartografías geológicas del territorio nacional, siendo la producción de mapas a pequeña escala (1:1.000.000 o menores) una labor habitual de la institución. Sirvan como ejemplo las sucesivas reediciones y actualizaciones del *Mapa Geológico de España y Portugal Peninsulares, Baleares y Canarias* (López de Azcona y Suárez-Feito, 1965), o el *Mapa del Cuaternario de España* y el *Mapa Geomorfológico de España* a esa misma escala (Pérez-González *et al*., 1989; Martín-Serrano *et al.*, 2004).

La utilidad de estos mapas se puede concentrar en tres aspectos principales: a) componen una visión sintética del estado de conocimiento geológico del territorio, b) facilitan la contextualización regional de las investigaciones de escala detallada, c) son la fuente de información principal para componer cartografías continentales o globales. Ejemplos de esto último son el *International Quaternary Map of Europe* (IQUAME-2500), un documento cartográfico tradicional publicado en papel (Voges, 1967-1995); o el proyecto *OneGeology,* un modelo distribuido de datos digitales armonizados y vinculados mediante servicios de mapas web que permiten la visualización de información geológica básica de cualquier lugar de nuestro planeta (http://www.onegeology.org/).

Para que estos mapas puedan seguir brindando las utilidades mencionadas, resulta imprescindible su revisión periódica, tanto en cuanto a la actualización de los datos geológicos, como en lo referente a su adaptación a las nuevas tecnologías de los sistemas de información geográfica (GIS), o para implementar reglas y vocabularios que posibiliten compartir sus datos en ámbitos internacionales. En este contexto, y para realizar la aportación española a la nueva versión digital del IQUAME-2500 (Asch, 2011), el IGME considera necesaria la actualización del *Mapa del Cuaternario de España a escala 1:1.000.000*. En la presente comunicación se describirán dicha tarea.

ANTECEDENTES

La *International Union for Quaternary Science* (INQUA) propuso la realización del IQUAME-2500 durante su II congreso (1932, S. Petersburgo-Leningrado). El proyecto se hizo realidad varias décadas después mediante la publicación de las 14 hojas y la leyenda que componen el citado mapa (Voges, 1967-1995). La aportación correspondiente al territorio español fue realizada por los Drs. Caridad Zazo y José Luis Goy entre 1979 (Hoja de Rabat) y 1990 (Hoja de Madrid); sin que el IGME participara de forma directa en su realización.

En el XIII congreso de INQUA (2011, Berna), se celebró un taller o *workshop* en el que se planteó la realización de una nueva versión del IQUAME-2500, revisada y en formato digital (Asch, 2011). La *Commission for the Geological Map of the world* (CGMW-UNESCO) aprobó dar su apoyo a la nueva versión del IQUAME-2500 en su asamblea general celebrada en 2012 en Brisbane. La puesta en marcha de esta idea se concretó en un segundo *workshop* (Viena, 2012), organizado por el *Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe* (BGR, Alemania) y el *Geologische Bundesanstalt*

(GBA, Austria), al que el IGME fue invitado a participar. Durante dicho *workshop* se establecieron los contenidos básicos y los criterios técnicos de la nueva versión. Para llevar a cabo este proyecto, se ha creado un equipo de trabajo europeo liderado por el BGR, asesorado por INQUA y auspiciado por CGMW-UNESCO. El grupo de trabajo también estará apoyado por la Asociación Europea de Institutos Geológicos, *EuroGeoSurveys*, y su grupo de trabajo sobre formaciones superficiales.

Por otra parte, el IGME publicó en 1989 el Mapa del Cuaternario de España escala 1:1.000.000 (Pérez-González *et al*., 1989), que fue transferido posteriormente a un formato vectorial en 2010, como parte del proyecto INGEOES, pero sin actualizar su información (Figura 1). En el momento de preparación de aquel mapa, se había realizado poco más de la mitad de la cartografía geológica básica a escala 1:50.000 (proyecto MAGNA). Hoy en día, cuando está disponible cartografía geológica 1:50.000 de casi todo el territorio estatal, así como multitud de trabajos de investigación sobre el Cuaternario, el contenido de este mapa está desactualizado. Además, en cuanto a los aspectos meramente técnicos, su base topográfica está anticuada, y el modelo de datos no se adapta a los requerimientos derivados de la directiva europea INSPIRE, ni a los criterios establecidos para el nuevo IQUAME-2500 (Asch *et al.*, 2014).

REQUERIMIENTOS CIENTÍFICO-TÉCNICOS

El nuevo Mapa del Cuaternario de España se concibe como un mapa en formato digital cuya precisión cartográfica será equivalente a la correspondiente a la escala 1:1.000.000. Según las fórmulas más habituales, dicha escala equivale a una resolución de 500 metros y, por lo tanto, el tamaño de polígono mínimo es de unas 25 hectáreas (0,25 km^2). Los sistemas de referencia del nuevo *Mapa del Cuaternario de España* serán ETRS89 en proyección UTM-H30, para la Península Ibérica y Baleares, y REGCAN95 proyección UTM-H28 para las Islas Canarias. La base topográfica será una simplificación de la última versión del *Mapa de la Península Ibérica Baleares y Canarias a escala 1:1.250.000* del IGN.

Es preciso señalar que la directiva europea 2007/2/CE, de 14 de marzo de 2007, que establece una infraestructura de información espacial en la Comunidad Europea (INSPIRE), pretende garantizar la interoperabilidad y la armonización de diversos grupos de datos espaciales, entre ellos los referidos a la geología, en el entorno de la Unión Europea. Esa interoperabilidad se posibilita mediante la implementación de unas especificaciones técnicas concretas, que para el tema geología se basan en el modelo de datos *GeoSciML v3*, desarrollado por la *Commission for the Management and Application of Geosciencis Information* (CGI) de IUGS-UNESCO (INSPIRE Thematic Working Group Geology, 2013). Dichas especificaciones, que serán obligatorias en un futuro próximo, han sido adoptadas como base para elaborar la nueva versión del IQUAME-2500. Por ello, es necesario que el nuevo mapa del Cuaternario de España tenga en cuenta las especificaciones técnicas INSPIRE y aquellas otras establecidas para el IQUAME-2500 (Asch *et al.*, 2014).

De este modo, se considera imprescindible que para cada unidad geológica cartografiada se incluya información relativa a: a) litología, b) génesis y, c) edad. La litología se define conforme a los modelos de datos y vocabularios de CGI (GeoSciML, OneGeology-Europe) e INSPIRE, pero de manera simplificada. La génesis, referida al evento que da origen a la unidad (*GeologicEvent*), se concreta a través de dos atributos, el ambiente (*EventEnvironmentValue*) y el proceso (*EventProcessValue*), y según los términos de los vocabularios de INSPIRE (INSPIRE Thematic Working Group Geology, 2013). La edad se considera también un atributo relativo al evento y se define mediante sus límites inferiores y superiores, tomando como referencia la carta del ICS (Cohen y Gibbard, 2011), que es conforme a las especificaciones de la directiva INSPIRE.

Un conjunto de datos que también se considera imprescindible para el IQUAME-2500 lo constituyen los límites del último máximo glaciar, que, por defecto, deben tomarse de los mapas de los límites establecidos para Europa que acompañan la publicación de Ehlers *et al.* (2011). En cuanto a la inclusión de fallas activas, se ha considerado para el IQUAME-2500 que la fuente de datos será el proyecto SHARE (FP7-226967), *Seismic Hazard Harmonization in Europe* (http://www.share-eu.org/node/6), para todo el conjunto de Europa.

Otro requerimiento técnico, pero ya de carácter interno, es que, en la medida de lo posible, el nuevo mapa del Cuaternario de España tenga una geometría compatible con la nueva versión digital del *Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias a Escala 1:1.000.000*, cuya edición está a punto de finalizar.

Teniendo en cuenta todos estos condicionantes señalados, se ha diseñado un modelo de datos para el Mapa del Cuaternario de España, que será conforme con las especificaciones y los vocabularios de la directiva INSPIRE y demás requerimientos establecidos para el IQUAME-2500 (Sevillano *et al*., 2015).

FUENTES DE DATOS Y TAREAS PRINCIPALES

Al fin de lograr la mayor compatibilidad geométrica posible entre el futuro *Mapa del Cuaternario de España* y la nueva versión digital del *Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias a Escala 1:1.000.000*, se ha tomado este segundo mapa como punto de partida inicial de los trabajos, seleccionando de él todos los polígonos cuya edad sea Cuaternario o Plio-Cuaternario. Esta capa inicial de polígonos ha sido cotejada con otros mapas de referencia a la misma escala, en concreto, el anterior *Mapa del Cuaternario de España* y el *Mapa Geomorfológico de España* (Pérez-González *et al*., 1989; Martín-Serrano *et al.*, 2004), detectando así posibles polígonos omitidos o ausentes, y añadiéndolos seguidamente desde otras fuentes de información cartográfica del IGME a escala más detallada (1:200.000 a 1:50.000).

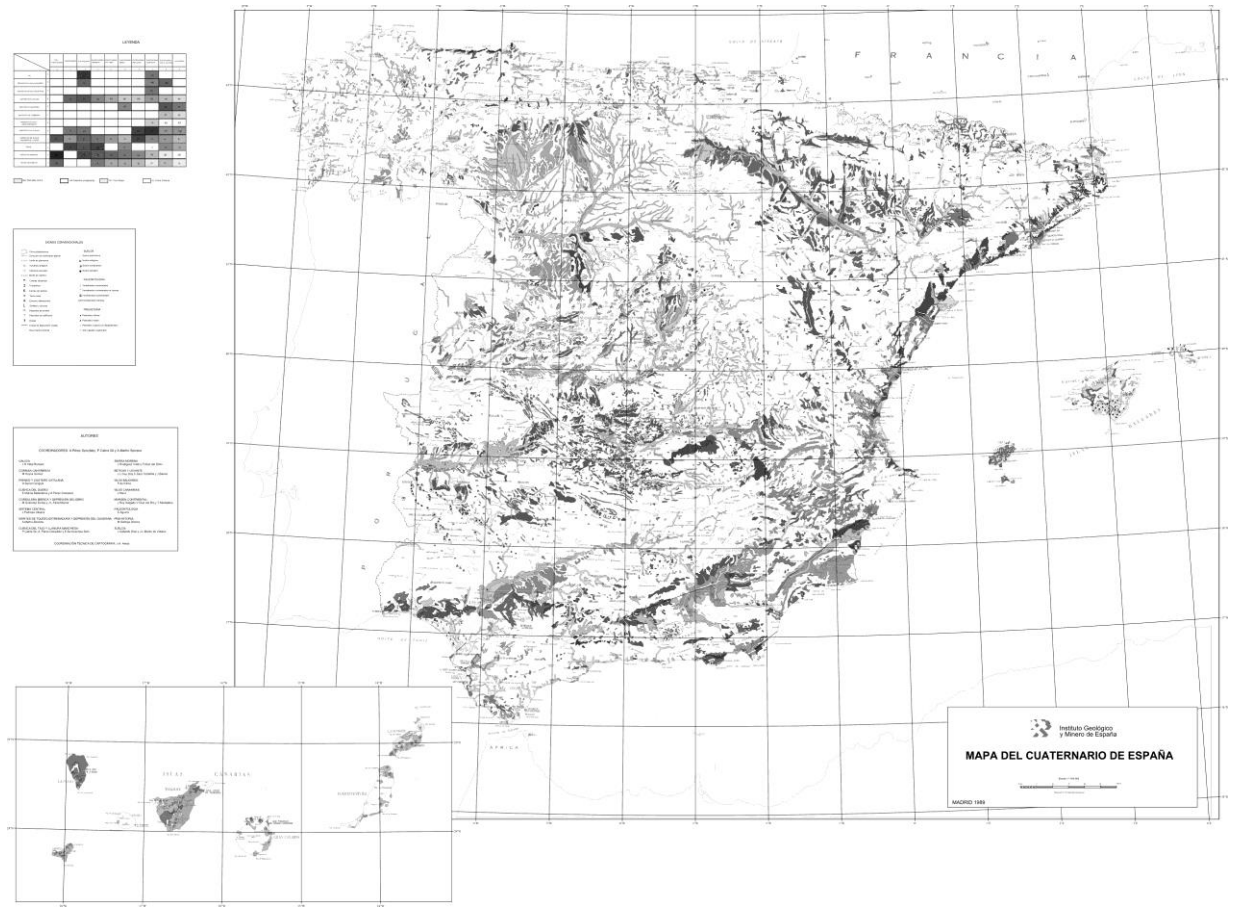


Fig. 1: Aspecto general del Mapa del Cuaternario de España escala 1:1.000.000 (Pérez-González et al., 1989). Esta imagen corresponde con la versión digital del mapa (formato PDF), realizada en el año 2010, pero sin actualizar su información.

Los depósitos de origen glaciar, por su reducido tamaño, han sido eliminados en su mayoría del *Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias a Escala 1:1.000.000*; pero dada su importancia y su relación con otras capas del mapa, han requerido de un trabajo de agregación individualizada al nuevo *Mapa del Cuaternario de España*. Otro grupo de materiales de escasa representación superficial, pero importantes, son los volcánicos, que también han requerido de una atención especial para su incorporación al mapa.

También ha sido necesario realizar un cotejo y una adecuación de los límites del máximo glaciar (Ehlers *et al.*, 2011) con los depósitos de origen glaciar seleccionados para el nuevo mapa, así como con otros rasgos geomorfológicos relacionados con el glaciarismo, usando las fuentes bibliográficas más adecuadas para cada uno de los macizos montañosos del territorio español. Este trabajo, por su interés, es objeto de otra comunicación individualizada (Adrados *et al.*, este mismo volumen). De cara a la aportación de datos al IQUAME-2500, los asesores del proyecto han considerado que era necesario realizar dicha revisión. Una vez finalizada la revisión, los nuevos datos también serán enviados para la posible actualización del conjunto de datos originales.

La lista de yacimientos paleontológicos de la versión anterior del *Mapa del Cuaternario de España* (Pérez-González *et al*., 1989) deberá ser revisada y actualizada para su digitalización e incorporación al nuevo mapa. Los elementos geomorfológicos que se consideren significativos más significativos para ayudar a explicar la geología del Cuaternario español se extraerán del *Mapa Geomorfológico de España* (Martín-Serrano *et al.*, 2004).

SINERGIAS CON OTROS CONJUNTOS DE DATOS

La *Base de Datos de Fallas Activas de Iberia* (QAFI), promovida por el IGME, constituye un conjunto de datos científicos sobre fallas con actividad en el Cuaternario de la Península Ibérica y zonas aledañas (García-Mayordomo et al., 2012). Actualmente se está preparando la tercera versión de esta base de datos (QAFI v.3) que incluirá, entre otras modificaciones, una homogeneización de criterios y un mayor número de registros. Tanto para el *Mapa del Cuaternario de España* como para el IQUAME-2500, se utilizará los datos de QAFI v.3, en lugar de los procedentes del proyecto SHARE, por considerarse los primeros de mayor calidad.

El *Inventario de Registros geológicos con información Paleoclimática del Cuaternario de España*, IRPACUE, (Vegas *et al.*, 2011) es otro conjunto de datos, referidos al Cuaternario, de interés. En esta base de datos se trata de reunir registros geológicos terrestres, marinos y de transición, que estén en el territorio español y sus áreas marítimas de influencia, y contengan información relativa a datos paleoclimáticos del

Cuaternario. Al ser una base de datos georreferenciada, sus registros constituirán una herramienta muy útil para valorar la calidad del nuevo *Mapa del Cuaternario de España*.

Por otro lado, el nuevo *Mapa del Cuaternario de España*, puede ser en el futuro un elemento auxiliar de contextualización regional de ambos conjuntos de datos: QAFI v2.0 e IRPACUE.

APORTACIÓN AL IQUAEME-2500 Y PUBLICACIÓN DEL MAPA

Una vez finalizado el nuevo *Mapa del Cuaternario de España* en formato digital, se deberá proceder a su adaptación para poder proporcionar la contribución española al IQUAME-2500. También se planteará su posible publicación en papel o, al menos, como un archivo en formato de documento portátil estándar (PDF o equivalente) que permita su impresión directa.

Para poder aportar la cartografía del Cuaternario al IQUAME-2500, será necesario adaptarla a la nueva escala (1:2.500.000). Se ha considerado para el IQUAME-2500 un tamaño mínimo de los polígonos de 1mm² en el mapa (6.25km²), que es coherente con la escala de dicho mapa. Por ello, se realizará una selección previa de polígonos especialmente significativos, que no deberán ser eliminados en ningún caso del mapa (materiales de origen volcánico y glaciar, por ejemplo) y cuya representación se exagerará (de acara a su visualización) o se realizará mediante simbolización puntual. Deberá procederse seguidamente a la simplificación, generalización y adecuación de los demás polígonos a la nueva escala.

La cartografía del Cuaternario de España también deberá ajustarse a la base topográfica del mapa europeo, que no será la del IGN original, sino que será el VMAP0 (*Vector Map level 0*, *United States National Imagery and Mapping Agency*), pero con una hidrografía simplificada. Por último, cabe señalar que el desarrollo en España del proyecto *Global Geosites* (García-Cortés, 2008), que consideró la definición de contextos y lugares geológicos españoles de relevancia internacional en relación con el Cuaternario, será de ayuda para seleccionar aquellos lugares (yacimientos paleontológicos, por ejemplo) que, por su importancia, deban figurar en el IQUAME-2500.

CONCLUSIONES

La nueva versión del Mapa del Cuaternario de España a escala 1.1.000.000 mostrará una visión más actualizada del estado de conocimiento geológico de dicho periodo en el territorio español. Por ello, es de esperar que sea una ayuda en el futuro para contextualizar otros grupos de datos referidos al Cuaternario. Así mismo, cumplirá con las especificaciones para el tema geología de la directiva INSPIRE, constituyendo así un conjunto armonizado de datos que permita su interoperabilidad en el ámbito europeo e internacional, lo que asegurará su fácil incorporación a la versión digital del IQUAME-2500.

Agradecimientos: Trabajo financiado por el IGME con cargo a sus presupuestos, proyecto (Ref. 2264) "*Actualización del Mapa del Cuaternario de España 1:1.000.000 (Cuaternario 1M) y aportación a la nueva versión del International Quaternary Map of Europe 1:2.500.000" (IQUAME 2,5M)*". A Kristine Asch y el "*IQUAME Expert group*".

Referencias bibliográficas

Adrados, L., Salazar, A., Rodríguez, J.A. (este volumen). Actualización de la cartografía 1:1.000.000 de los límites del ultimo máximo glaciar en España. En: *XIV Reunión Nacional de Cuaternario*, Granada.

Asch, K. (2011). The Earth Beneath Our Feet: Start of the International GIS and Map of Quaternary Geology of Europe. *17th MAEGS - Abstracts*. Belgrado (República de Serbia), 47-48.

Asch, K., Gdaniec, P., Müller, A. (2014). *Review of the 1: 2.5 Million International Quaternary Map of Europe. General information and guidelines for the review* (working paper). BGR. Hanover, 30 pp.

Cohen K.M. y Gibbard, P. (2011). *Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years*. Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy), Cambridge.

Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (Eds.) (2011). *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*, *A closer look (Developments in Quaternary Science nº 15).* Elsevier, Amsterdam, 1126 pp (+ conjunto de datos digitales).

García-Cortés, A. (Ed.) (2008). *Contextos geológicos españoles: una aproximación al patrimonio geológico español de relevancia internacional*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 235 pp.

García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser, E.S., Cabral, J., QAFI Compilers (2012). The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0). *Journal of Iberian Geology,* 38 (1): 285-302.

INSPIRE Thematic Working Group Geology (2013). *D2.8.II.4 INSPIRE Data Specification on Geology – Technical Guidelines*. European Commission Joint Research Centre, Bruselas (Bélgica), 351pp.

López de Azcona, J.M., Suárez-Feito, J. (1965). *Mapa Geológico de España y Portugal peninsulares, Baleares y Canarias, escala: 1:1.000.000*. 1ª Ed. IGME, Madrid (España), 1 mapa.

Martín Serrano, A., Salazar, A., Nozal, F. y Suárez, A. 2004. Mapa Geomorfológico de España a escala 1:50.000, Guía para su elaboración. IGME, Madrid, 128 pp. (+ 1 mapa).

Pérez-González, A., Cabra, P., Martín-Serrano, A. (1989). Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1,000,000. IGME, Madrid (España), 279 pp. (+ 1 mapa).

Sevillano, A., Rodríguez, J.A., Salazar, A. (2015). Data model for a new digital Quaternary map of Spain 1:1,000,000. En: *8th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems – Proceedings*. Barcelona.

Vegas, J., Vegas, F., Bernat, M., Hernández, D. (2011). IRPACUE: Proyecto para la realización de un inventarios de registros geológicos con información paleoclimática del Cuaternario de España. En: Turu, V. y Constante A. (Eds.) *Actas de la XIII reunión Nacional del Cuaternario*. AEQUA, Andorra, 321-323.

Voges, A. (Ed.) (1967-1995). *International Quaternary Map of Europe scale 1:2,500,000*. BGR-UNESCO, Hannover (Alemania), 14 mapas y 1 leyenda.

Sesión 05

Glaciarismo y Periglaciarismo

ACTUALIZACIÓN DE LA CARTOGRAFÍA 1:1.000.000 DEL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL LOCAL EN ESPAÑA

L. Adrados [(1)], A. Salazar [(2)], J.A. Rodríguez [(2)]

(1) GEOLAG. Turismo geológico. Residencial La Vallina, 20-4ºA. 33191 - San Claudio (Asturias). info@geolag.com
(2) Instituto Geológico y Minero de España, C/ La Calera, 1. 28760 - Tres Cantos (Madrid). a.salazar@igme.es; ja.rodriguez@igme.es

Abstract (Updating the cartography 1:1,000,000 of Local Last Glacial Maximum in Spain): *The preexisting geospatial datasets about the limits of the Quaternary glaciations in Spain (1:1,000,000) has been reviewed and updated. The revised information deals about the Local Last Glacial Maximum (LLGM) of all of the Spanish mountain massifs and comprises two vector layers: the extent of the LLGM (polygons) and the location of the main moraines (lines) used to establish those limits. The area occupied by glaciers according to the previous maps and the revised one (this work) have been compared, what can be considered as an indicator of the improvement achieved. The result is a more accurate and harmonized cartography about the LLGM for all the Spanish mountains, in accordance with the working scale and suited to be used and visualized by means of GIS tools.*

Palabras clave: Geología glaciar, cartografía, morrenas, España.
Key words*: Glacial geology, cartography, moraines, Spain.*

INTRODUCCIÓN

Las cartografías de fenómenos geológicos a escalas pequeñas (1:1.000.000 o menor) componen una visión sintética del estado del conocimiento geológico sobre dicho fenómeno y facilitan la contextualización regional de los trabajos de detalle. Además, mediante la adición de cartografías con contenidos armonizados de pequeña escala, es posible componer mapas de mayor alcance, capaces de mostrar la extensión del fenómeno a una escala continental o global. Un ejemplo sería el *International Quaternary Map of Europe* (IQUAME-2500), un documento cartográfico dividido en 14 hojas, pero con una leyenda común (Voges, 1967-1995).

Durante el XIII Congreso de INQUA (2011, Berna), se planteó la realización de una nueva versión del IQUAME-2500, revisada y en formato digital (Asch, 2011). Poco después, la asamblea general (2012, Brisbane) de la Comisión del Mapa Geológico del Mundo (CGMW-UNESCO) aprobó dar apoyo a la realización del citado mapa. Mediante diversos talleres o *workshops*, se han establecido los contenidos básicos y criterios científico-técnicos de la nueva versión (Asch *et al.*, 2014), creándose un grupo de trabajo europeo liderado por el *Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe* (BGR, Alemania), asesorado por INQUA y auspiciado por CGMW-UNESCO. El *Instituto Geológico y Minero de España* (IGME) ha sido invitado al grupo de trabajo, para aportar la cartografía del territorio español. La contribución del IGME se basará en una versión actualizada del *Mapa del Cuaternario de España escala 1:1.000.000* (Pérez-González *et al*., 1989) y cuyos aspectos generales se detallan en otra comunicación de este congreso (Salazar *et al*., este volumen).

Un conjunto de datos que se considera imprescindible para el IQUAME-2500 lo constituyen los límites del último máximo glacial (*Last Glacial Maximum*, LGM) y de otras glaciaciones, cuando es posible conocerlas. Por defecto, esta información se tomará de los mapas vectoriales que acompañan la publicación de Elhers *et al.* (2011). A petición expresa de los editores del citado trabajo, para actualizar el *Mapa del Cuaternario de España* y contribuir a la versión digital y revisada del IQUAME-2500, se ha abordado la revisión de dichos límites en el territorio español, siendo dicha tarea el objeto de la presente comunicación.

ANTECEDENTES

Aunque existen algunos mapas esquemáticos previos (Hernández-Pacheco, 1959; Lautensach, 1964), se puede afirmar que la primera cartografía que muestra la extensión máxima del glaciarismo en España a pequeña escala fue la realizada entre los años 1979 y 1990 por los Dres. Caridad Zazo y José Luis Goy, como parte de la aportación española a la primera edición del IQUAME-2500 (Voges, 1967-1995). En el *Mapa del Cuaternario de España escala 1:1.000.000* (Pérez-González *et al*., 1989) también se delimitó el alcance máximo del glaciarismo cuaternario, pero aunque existen archivos vectoriales (digitalizados en 2010), la información que aporta tiene una precisión insuficiente para los sistemas de información geográfica (GIS). Otro antecedente de interés es el *Mapa Geomorfológico de España 1:1.000.000* (Martín-Serrano *et al.*, 2005), que aunque no contiene una delimitación del alcance de los procesos glaciares durante el Cuaternario, muestra con fiabilidad y precisión adecuada a la escala los resultados geomorfológicos de dicho fenómeno. Con motivo del año del Planeta Tierra y mediante un acuerdo de colaboración entre el *Bureau de Recherches Géologiques et Minières* (BRGM) y el IGME, se realizó un *Mapa Geológico del Cuaternario de los Pirineos a escala 1:400.000* (Barrère *et al.,* 2009). Dicho mapa incluye una cartografía específica de la extensión de los glaciares pirenaicos (escala 1:1.000.000) durante el Cuaternario y de la que existen archivos GIS.

La cartografía que acompaña la publicación de Elhers *et al*. (2011) trata de recopilar información del LGM de todo el globo, siendo la escala de dicha cartografía 1:1.000.000. Actualmente, ésta es seguramente la cartografía más completa de los límites máximos del glaciarismo cuaternario de nuestro país en formato GIS, y es la que se ha revisado en este trabajo. Aunque la cartografía de Elhers *et al*. (2011) en conjunto incluye información referida a otros límites glaciares, en el caso del territorio español, la información se refiere siempre al LGM o, de modo más concreto, al último máximo glacial local (*Local Last Glacial Maximum*, LLGM), según la terminología de Clark *et al*. (2009). En algunos casos también incluye información relativa a la presencia de circos de pequeño tamaño, con simbología puntual, o morrenas terminales, simbolizadas como líneas. Cabe señalar que, para el caso del Pirineo, ambas cartografías citadas anteriormente (Barrère *et al.,* 2009, Elhers *et al*., 2011) se basan en un mismo trabajo de recopilación (Calvet, 2004), pero en detalle presentan discrepancias a veces importantes.

ALCANCE Y METODOLOGÍA

El trabajo incluye todos los macizos montañosos del territorio nacional susceptibles de haber sido ocupados por los hielos durante el Cuaternario. La información se ha transferido al sistema de referencia oficial para Europa (ETRS89) y sobre una base topográfica actualizada (*Mapa de la Península Ibérica Baleares y Canarias a escala 1:1.250.000 del IGN*). Según los procedimientos habituales, se considera que una cartografía a escala 1:1.000.000 equivale a una precisión de datos GIS de 500 metros, por lo que, el tamaño del polígono mínimo es de 25 hectáreas (0,25 km^2). Debido a la escasa dimensión de muchos de los glaciares cuaternarios españoles, se ha trabajado a un detalle muy próximo a ese límite. El trabajo de revisión se compendia en dos capas vectoriales georreferenciadas. Por una parte, se han representado los polígonos correspondientes a la extensión alcanzada por el LLGM y, por otra parte, se han representado la ubicación de las principales morrenas utilizadas para establecer dicha extensión. La base de datos asociada a los polígonos mantiene la misma estructura que la original y, para cada macizo, se han añadido en el campo existente a tal efecto, las referencias bibliográficas utilizadas, lo que asegura la trazabilidad de la información en el futuro.

RESULTADOS GENERALES Y EJEMPLOS

Se ha realizado una comparación entre la extensión de las zonas afectadas por glaciaciones (Tabla 1) según el *Mapa del Cuaternario de España escala 1:1.000.000* (Pérez-González *et al*., 1989), la cartografía original de Elhers *et al*., (2011) y la cartografía revisada (este trabajo). Es pertinente aclarar que dichas superficies deben entenderse como un indicador global de la posible mejora con respecto a los datos cartográficos previos, pero que no puede estar exenta de errores de detalle, supeditados a la escala y objetivos perseguidos.

ZONAS	ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL LOCAL		
	Mapa del Cuaternario (Pérez-González *et al*., 1989)	**Cartografía original** (Elhers *et al*., 2011)	**Cartografía revisada** (este trabajo)
Macizo Galaico – Montes de León	919 (48)	645 (17)	720 (42)
Cordillera Cantábrica – Picos de Europa	2918 (8)	1093 (423)	2505 (201)
Pirineos (vertiente española)	4985 (6)	3033 (136)	2705 (109)
Sistema Central (Gredos y Guadarrama)	732 (7)	98 (43)	145 (57)
Sistema Ibérico – Sierra de la Demanda	317 (6)	45 (32)	51 (41)
Cordilleras Béticas – Sierra Nevada	460 (1)	54 (23)	82 (22)
TOTAL km^2 (nº polígonos)	**10331 (76)**	**4968 (674)**	**6168 (467)**

Tabla 1: Comparativa de las áreas ocupadas por el hielo durante el último máximo glacial local (en km^2) para los distintos macizos montañosos españoles según el Mapa Cuaternario de España (Pérez-González et al., 1989), la cartografía original de Elhers et al. (2011) y la cartografía revisada en este trabajo. Entre paréntesis se señala el número de polígonos o masas de hielo cartografiadas.

El Mapa del Cuaternario de España (Pérez-González *et al*., 1989) mostraba las zonas con glaciares cuaternarios muy exageradas y con escaso detalle. Seguramente, dicha exageración se usó como recurso gráfico para visualizarlas mejor, por tratarse de un documento impreso en papel. El resultado final de dicho mapa no es objetivo y dista mucho de la precisión requerida para un mapa en formato GIS.

Se observa que, para la mayoría de los macizos montañosos españoles, las áreas ocupadas por hielo (LLGM) se han visto ampliadas substancialmente en la revisión realizada con respecto a la cartografía original (Elhers *et al*., 2011). Ello es debido a que en la versión revisada se han incluido diversas masas de hielo que, aunque individualmente son de tamaño reducido (pero mayores al tamaño mínimo establecido), en conjunto suponen una superficie de hielo importante y que no se habían considerado originalmente, o aparecían señaladas únicamente como circos glaciares, sin superficie medible. Tal es el caso del macizo del Moncayo, con información de tipo puntual, y que para este trabajo se ha redibujado según las aportaciones de Pellicer (1984).

En algunos casos, las zonas afectadas por el glaciarismo cuaternario habían sido dibujadas de manera poco precisa en la cartografía original, mientras que en otros casos, aparecen serios problemas de georreferenciación, estando los polígonos completamente desplazados de su ubicación real. Ejemplos ilustrativos de estos problemas pueden ser la Sierra de Béjar, en donde la cartografía original sólo había considerado una única masa glaciar de tamaño discreto y localización poco coherente con la topografía, mientras que los trabajos consultados permitían dibujar un glaciarismo mucho más extenso (Carrasco *et al*., 2013). La

contigua Sierra del Barco de Ávila presentaba un problema de georreferenciación, mostrando los polígonos una ubicación muy desplazada hacia el NW con respecto a su posición real (Figura 1).

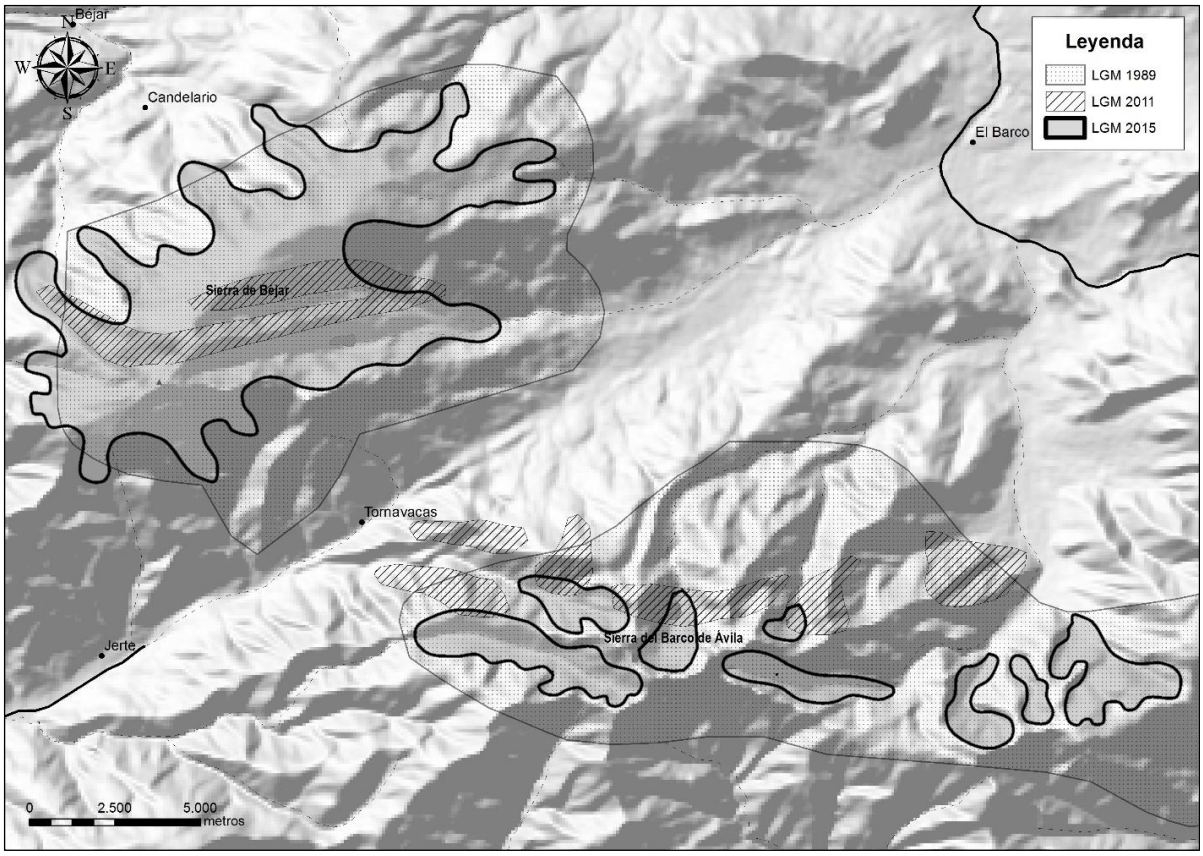


Fig. 1: Cartografía de la LLGM de las sierras de Béjar y del Barco de Ávila. Los polígonos punteados (LGM 1989) corresponden al Mapa del Cuaternario de España (Pérez-González et al., 1989), los polígonos rayados (LGM 2011) muestran la cartografía original (Ehlers et al., 2011), los polígonos rellenos de gris (LGM 2015) y borde grueso muestran la zona ocupada por el LLGM según la cartografía revisada, conforme con la mejor información disponible (Carrasco et al., 2013) y datos propios

En Sierra Nevada también existen diferencias importantes entre las cartografía previa (Elhers *et al*., 2011) y la revisada, que ha tomado como referencia el trabajo de Gómez-Ortiz *et al*. (2002), lo que ha supuesto un aumento de superficie de hielos cuaternarios superior al 50%.

En los Pirineos ocurre justamente lo contrario: la superficie ocupada por el hielo en la cartografía revisada es un 10% más reducida que en la cartografía original (Elhers *et al*., 2011). Este hecho se debe a que las zonas glaciares estaban muy generalizadas, considerando un gran casquete glaciar que cubriría buena parte de la cordillera (Figura 2). En este trabajo se ha optado por ser un poco más conservadores, siguiendo un patrón homogéneo para todas las zonas montañosas, tanto de los Pirineos como de otros macizos españoles, y tomando como base cartografías detalladas (Laín *et al*., 2008, Robador *et al.*, 2013, Martínez *et al.,* 2013). En otros casos, como es el del macizo de Cotiella (Pirineo oscense), no se habían considerado como zonas con modelado glaciar, habiéndose incorporado ahora información detallada de dicha zona (Belmonte, 2003).

CONCLUSIONES

El resultado final es una cartografía más precisa y homogénea del LLGM para todos los macizos montañosos del territorio español, coherente con la escala de trabajo y apta para su uso y visualización mediante las modernas herramientas de GIS. La transferencia de estos resultados se concretará en: a) la actualización del *Mapa del Cuaternario de España (escala 1:1.000.000)* del IGME, en lo que respecta a la extensión máxima de la última glaciación, b) aportar dicha información digital para la nueva versión del IQUAME-2500, c) remitir los archivos a los editores del libro *Quaternary Glaciations- Extend and Chronology: A closer look"* (Elhers *et al*., 2011) de cara a la futura actualización del conjunto de datos que acompaña la citada publicación. Todo lo cual asegurará que dichos datos cartográficos queden a disposición de la comunidad científica en el futuro.

Agradecimientos: Trabajo financiado por el IGME con cargo a su presupuesto, proyecto (Ref. 2264) *Actualización del Mapa del Cuaternario de España 1:1.000.000 (Cuaternario 1M) y aportación a la nueva versión del International Quaternary Map of Europe 1:2.500.000" (IQUAME 2,5M)*. Al *IQUAME Expert group*.

Referencias bibliográficas

Asch, K. (2011). The Earth beneath our feet: Start of the International GIS and Map of Quaternary Geology of Europe. *17th MAEGS - Abstracts*. Belgrado (República de Serbia), 47-48.

Fig. 2: Cartografía de la zona centro del Pirineo aragonés. Los polígonos punteados (LGM 1989) corresponden al Mapa del Cuaternario de España (Pérez-González et al., 1989), los polígonos rayados (LGM 2011) muestran la cartografía original (Ehlers et al., 2011), mientras que los polígonos rellenos de gris (LGM 2015) y con borde más grueso muestran la zona ocupada por el LLGM según la cartografía revisada en este trabajo. Por ejemplo, en el Macizo de Cotiella (sur de la figura) se han incorporado las aportaciones de Belmonte (2003).

Asch, K., Gdaniec, P., Müller, A. (2014). *Review of the 1: 2.5 Million International Quaternary Map of Europe. General information and guidelines for the review (working paper)*. Inédito, BGR. Hanover, 30 pp..

Barrère, P., Calvet, M., Courbouleix, S., Gil Peña, I., Martin Alfageme, S. (2009). *Mapa Geológico del Cuaternario de los Pirineos a escala 1:400.000*. BRGM – IGME - CGMW, Orleans - Madrid, 1 mapa.

Belmonte Ribas, A. (2003). La extensión máxima del glaciarismo en el macizo de Cotiella (Pirineo oscense). *Boletín Glaciológico Aragonés*, 4: 69-90.

Calvet, M., (2004). The Quaternary glaciation of the Pyrenees. En: Elhers, J., Gibbard, P. (Eds.) *Quaternary Glaciations—Extent and Chronology*, *Part I: Europe*. Elsevier, Amsterdam, 119–128.

Carrasco, R.M., Pedraza, J., Domínguez-Villar, D., Villa, J., Willenbring. J.K. (2013). The plateau glacier in the Sierra de Béjar (Iberian Central System) during its maximum extent. Reconstruction and chronology. *Geomorphology* 196, 83 -93.

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.

Elhers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (Eds.) (2011). *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*, *A closer look*. Elsevier, Amsterdam, 1126 pp (+ conjunto de datos digitales).

Gómez-Ortiz, A., Schulte, L., Salvador Franch, F., Sánchez Gómez, S, Simón Torres, M. (2002). *Mapa Geomorfológico de Sierra Nevada.* Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía, Granada, 86 pp. + 1 mapa.

Hernández-Pacheco, E. (1959). *Prehistoria del Solar Hispano*. Memorias de la Real Academia de Ciencias Exactas, físicas y Naturales (Serie Ciencias Naturales), XX, 767 pp.

Martínez Rius, A. (2013). *Parque Nacional de Aigüestortes i Estany de Sant Maurici - Guía Geológica*. IGME–OAPN–Everest,. Madrid, 227 pp.

Lautensach, H. (1964). *Die Iberische Halbinsel*. Keysersche Verlag, Munich, 700 pp.

Laín Huerta, L., Acosta Arias, E., Llorente Isidro, M., Ballesteros Cánovas, J., (2008). *Estimación del riesgo geológico en el Parque Nacional de Poset-Maladeta*. IGME, informe inédito (ref. 63634), Madrid, 540 pp.

Martín-Serrano García, A., Maestro González, A., Nozal Martín, F., Salazar Rincón, A., Suarez Rodríguez, A. (2005). *Mapa Gemorfológico de España y del margen continental a escala 1:1.000.000*. IGME, Madrid, 232 pp. (+ 1 mapa).

Pellicer, F (1984). Geomorfología de las cadenas ibéricas entre el Jalón y el Moncayo. *Cuadernos de estudios Borjanos*, vol I (XI-XII), 390 p., vol II (XIII-XIV), 16 mapas.

Pérez-González, A., Cabra, P., Martín-Serrano, A. (1989). *Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000*. IGME, Madrid (España), 279 pp. (+ 1 mapa).

Robador Moreno, A., Carcavilla Urqui, L., Samsó Escolá, J.M. (2013). *Parque Natural de Ordesa y Monte Perdido - Guía geológica*. IGME–OAPN–Everest,. Madrid, 215 pp.

Salazar, A., Rodríguez-García, J.A., Sevillano, A., Cañas, V., Adrados, L., Galindo, I., Sánchez, N., Perucha, M.A., Vegas, J., García-Mayordomo, J., Díaz de Neira, J.A., Nozal, F.B. (este volumen). Actualización del Mapa del Cuaternario de España (E. 1:1.000.000) y contribución española al "International Quaternary Map of Europe (E. 1:2.500.000)". En: *XIV Reunión Nacional de Cuaternario*, Granada.

Voges, A. (Ed.) (1967-1995). *International Quaternary Map of Europe scale 1:2,500,000*. BGR-UNESCO, Hannover (Alemania), 14 mapas + 1 leyenda.

LOS GLACIARES PLEISTOCENOS DE LA SIERRA DE CABEZU LLEROSOS (PICOS DE EUROPA, MONTAÑAS CANTÁBRICAS)

J. Ruiz-Fernández [(1)], M. Oliva [(2)], C. García-Hernández [(1)], D. Gallinar [(1)], R. Pellitero [(3)], M. Žebre [(4)]

(1) Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo. C/ Teniente Alfonso Martínez s/n, 33011, Oviedo, España. ruizjesus@uniovi.es
(2) Instituto de Geografia e Ordenamento do Território – Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa. Edifício da Faculdade de Letras, Alameda da Universidade, 1600-214 Lisboa, Portugal.
(3) Department of Geography & Environment, St Mary's Buiding, Elphinstone Road, University of Aberdeen, Scotland, UK.
(4) Department of Geography, Faculty of Arts, University of Ljubljana, Ljubljana, Slovenia.

Abstract: The Pleistocene glaciers of the Cabezu Llerosos Ridge (Picos de Europa, Cantabrian Mountains). In this paper we study the glacial evolution existing in the Cabezu Llerosos Ridge during the Last Glaciation. Cabezu Llerosos is located at the NE of the Western Massif of Picos de Europa. During the maximum ice extent, this massif was occupied by three glaciers (Llerosos, Jascal and Cabeza las Vacas) whose fronts were located at 780, 1050 and 1440 m, respectively. The morphostratigraphic correlation among the different moraine complexes allows to establish three main stages regarding the glacial evolution in this massif corresponding to the maximum advance, internal stage and cirque stage.

Palabras clave: Morfología glaciar, fases glaciares, Picos de Europa, Montañas Cantábricas.
Key words: Glacial landforms, glacial stages, Picos de Europa, Cantabrian Mountains.

INTRODUCCIÓN

Los Picos de Europa constituyen un ámbito de gran interés geográfico desde diversos puntos de vista, destacando entre ellos el importante papel desempeñado por el modelado glaciar (junto a otros como el kárstico) en la morfología actual de este destacado sector de la alta Montaña Cantábrica. Este intenso modelado glaciar ha sido objeto de diversos estudios que se han ocupado de describir las formas erosivas y sedimentarias presentes, de reconstruir la máxima extensión de los hielos, de establecer las fases glaciares reconocibles a partir de criterios morfoestratigráficos, así como de profundizar en la cronología glaciar pleistocena mediante la reciente generalización del uso de dataciones absolutas (ej. Frochoso, 1980; Frochoso & Castañón, 1986, 1998; Castañón, 1990; Gale & Hoare, 1997; Alonso, 1998; Serrano & González-Trueba, 2002; González-Trueba, 2005, 2007; González-Trueba et al. 2008; Ruiz-Fernández et al. 2009, 2013; Moreno et al., 2010; Jiménez et al., 2013; Serrano et al., 2012, 2013). También ha habido un intenso debate en relación a la posible existencia de una única glaciación comprobada o al menos dos glaciaciones, que aún pervive (Obermaier, 1914; Smart, 1984; Frochoso & Castañón, 1986; Flor & Bailón-Misioné, 1989; Castañón & Frochoso, 1996, Gale & Hoare, 1997; Serrano & González-Trueba, 2002; González-Trueba, 2007; Villa et al., 2013).

Sin embargo, estos trabajos se han centrado preferentemente en los tres macizos que integran esencialmente los Picos de Europa (el del Cornión u Occidental, el de los Urrieles o Central y el de Ándara u Oriental). En todos los casos estos macizos cuentan con un notable desarrollo altitudinal que propició la formación de una significativa masa de hielo durante el último ciclo glaciar pleistoceno. En cambio, otros conjuntos glaciados de menor altitud de los Picos de Europa, situados en una posición periférica con respecto a los tres macizos mencionados, apenas han sido estudiados. El estudio del glaciarismo en estos otros enclaves, precisamente por haber desarrollado un glaciarismo marginal y en condiciones menos favorables, permite complementar la evolución glaciar de los Picos de Europa, y por extensión de las Montañas Cantábricas. Este es el caso de la Sierra de Cabezu Llerosos, objeto de este estudio, cuya inequívoca morfología glaciar ha sido descrita de forma previa únicamente por Castañón (1990). Los objetivos de este trabajo son: 1) identificar las formas y depósitos glaciares de la Sierra de Cabezu Llerosos; 2) establecer la secuencia relativa de la evolución glaciar pleistocena de dicha alineación montañosa.

ÁREA DE ESTUDIO

La Sierra de Cabezu Llerosos es una prolongación hacia el NE del Macizo Occidental de los Picos de Europa. Esta sierra constituye un bloque tectónicamente elevado que, no obstante, no llega a alcanzar las altitudes que se registran en numerosos sectores del citado Macizo Occidental. De hecho, las dos cimas principales de la sierra no superan los 1.800 m de altitud (el Cabezu Llerosos con 1.794 m, y la Peña Jascal con 1.724 m). Por el Norte la sierra desciende progresivamente en altitud hacia la depresión de Cabrales, quedando individualizada por el río Casaño, al igual que por su terminación NW. Al Este la alineación está flanqueada por el río Cares, que ha labrado una profunda garganta hasta las inmediaciones de Arenas de Cabrales, donde confluyen sus tributarios Casaño y Ribeles.

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio está integrada por materiales carbonatados y silíceos del Paleozoico que arman una serie de escamas cabalgantes de rumbo WNW-ESE. Concretamente, la vertiente septentrional de la sierra está compuesta esencialmente por cuarcitas ordovícicas que cabalgan hacia el Sur sobre las calizas del Carbonífero superior (Julivert & Navarro, 1984); así como por materiales estefanienses pertenecientes a

la Cuenca de Gamonedo-Cabrales-Panes (Wagner, 1967; Merino-Tomé, 2004), discordantes sobre el resto del Carbonífero y organizados en una serie pequeños pliegues anticlinales y sinclinales de rumbo WNW-ESE, que fueron compartimentados en interfluvios inclinados hacia el Norte por la red de pequeños arroyos afluentes del río Casaño.

La culminación de la sierra está integrada por calizas del Carbonífero pertenecientes esencialmente a las formaciones Montaña y Picos de Europa (Julivert & Navarro, 1984, Marquínez, 1978, 1989; Farias, 1982), que han dado lugar a una serie de crestones separados por sucesivos surcos (Jascal, Teyeres y Salinas), todos ellos organizados de acuerdo a las directrices estructurales dominantes de rumbo WNW-ESE; y comunicados por pasillos transversales abiertos a favor de líneas de debilidad secundarias (Castañón, 1990). Esta plataforma calcárea culminante funciona como una unidad kárstica autónoma (Castañón, 1990), al haber desarrollado extensas áreas de absorción de las escorrentías a modo de dolinas y pozos nivales (también cubetas glaciokársticas de génesis mixta), sistemas internos de simas (ej. Torca Teyera con 738 m de desarrollo vertical y 4 km de extensión: Ballesteros et al., 2011), e incluso surgencias activas (ej. Párvora, los Brazos, Obar: Ruiz-Fernández & Poblete, 2012) y otras antiguas, colgadas a diferentes alturas en las vertientes (Castañón, 1990).

Por su parte, la vertiente septentrional de la Sierra de Cabezu Llerosos y las estribaciones orientales de la Plataforma de Enol, que constituyen el área de contacto entre dicha sierra y el Macizo Occidental de los Picos de Europa sensu stricto, están constituidos por apretados cabalgamientos de dirección WNW-ESE labrados igualmente en materiales carbonatados del Carbonífero, a favor de los cuales se han formado varios surcos o pasillos (Riega del Texu, valle de Espines, Vega Maor, valle la Texa, etc.), que hacia el Este dan paso a sendas canales que descienden hacia la garganta del Cares.

Este armazón estructural intensamente karstificado, también ha sido remodelado por el glaciarismo cuaternario (Castañón, 1990) y la dinámica periglaciar asociada, cuyas manifestaciones actuales, bastante atenuadas, están relacionadas con la evolución anual de la cubierta nival (aludes, karst nival, procesos solifluidales, etc.).

METODOLOGÍA

Este trabajo se fundamenta en un recorrido sistemático del área de estudio, a partir del cual se ha efectuado un análisis geomorfológico de las formas y depósitos de origen glaciar presentes, así como un análisis morfoestratigráfico. Este último ha sido útil para establecer la secuencia relativa de la evolución glaciar en la sierra, mediante la correlación de altitudes, orientaciones y características de los diferentes complejos morrénicos identificados.

RESULTADOS. LA MORFOLOGÍA GLACIAR EN LA SIERRA DE CABEZU LLEROSOS

El glaciar de Llerosos

El frente de este aparato glaciar, formado a partir de un circo excavado en el flanco NE de la cumbre de Cabezu Llerosos, descendió hasta 780 m de altitud durante su máxima expansión, como atestigua una morrena frontolateral derecha de perfil achatado localizada a esta cota, en cuya superficie aparecen dispersos bloques y cantos principalmente calizos, si bien también son frecuentes los de cuarcita. Por debajo de este complejo morrénico se sitúa una cresta calcárea tajada por el arroyo Burdio, que formó aquí una estrecha hoz de marcado perfil en V, sin indicios de haber sido atravesada por el glaciar.

Inmediatamente aguas arriba de la citada morrena frontolateral, localizado a la derecha del arroyo Burdio, se conserva un espeso manto morrénico desdibujado en varios puntos por la acción erosiva de la arroyada, que ha labrado diversos surcos. Se aprecian en este caso grandes bloques de caliza y también algunos de cuarcita, así como cantos, gravas y abundante matriz fina. El mencionado manto conecta por el Sur con una pequeña morrena lateral derecha. El principal complejo morrénico de este glaciar queda completado con otro cordón y un arco frontal depositados en la Vega de Ternás.

Hacia la cabecera el glaciar de Llerosos generó otros complejos morrénicos: una loma adosada al borde Este de la artesa que constituye la Canal de Ternás y un arco perfectamente conservado en Ostandi, que se eleva a 1.425 m de altitud, constituyendo el retazo morrénico más elevado depositado por este glaciar. Asociado al retroceso de la masa de hielo, en la Canal de Ternás se formó un glaciar rocoso de lengua citado previamente por Ballesteros et al. (2011), cuyo frente se alza a 1.130 m. Además de otros depósitos como taludes y conos de derrubios y lóbulos de solifluxión, en la artesa hay dos desprendimientos rocosos, uno de ellos de grandes dimensiones.

Por encima de la Canal de Ternás únicamente se conservan morfologías glaciares de carácter erosivo. Entre 1300 y 1500 m de altitud se suceden de forma escalonada diversos umbrales y cubetas glaciokársticas organizados de WNW a ESE, de acuerdo a la estructura geológica; mientras que sobre ellos se localiza el circo mencionado anteriormente.

El glaciar de Jascal

El frente de este aparato glaciar, proveniente de un profundo y ancho circo excavado en la vertiente Norte de la Peña Jascal, se situó a 1.050 m en las proximidades de la majada de la Redondiella, donde se conserva una morrena intermedia, además de cordones laterales y varios arcos que evidencian sucesivas pulsaciones del glaciar.

La interposición de una cresta calcárea perpendicularmente al flujo del hielo, pero con caída hacia el W al igual que los valles situados a ambos lados de ella (Teyeres y Salinas), propició que parte del glaciar de Jascal descendiera siguiendo esa dirección por el valle localizado inmediatamente al Sur de la citada barra (valle de Teyeres), mientras que otra parte, tras superar la cresta a través de tres boquetes abiertos en ella, se canalizase también hacia poniente por el valle situado más al Norte (Salinas), cuyo fondo está recubierto en gran parte

por un manto morrénico. Durante la fase de máximo desarrollo de este glaciar, además atravesar la cresta por los mencionados boquetes, el hielo debió de desbordarla en varios puntos, pues depositó abundante material morrénico en diversas partes de su área culminante.

Sobre el manto morrénico que recubre el fondo del valle de Salinas quedan individualizados tres arcos morrénicos pertenecientes a una fase de avance interno posterior a la máxima expansión del glaciar, como consecuencia del paso del hielo a través de los tres boquetes abiertos en la cresta calcárea que separa este valle del de Teyeres. Uno de estos arcos, simple pero muy voluminoso, represa el pequeño lago de Semuñón. Al W destaca otro arco muy marcado, en cuyo interior se construyó la majada de Jostiqueruda, y más hacia el W hay otro abierto en su parte central y con un pequeño arco más interno, pero en cualquier caso de formas menos nítidas que los dos anteriores.

El complejo morrénico más interno y de mayor altitud de este glaciar está situado en el interior del circo de Jascal, donde se conserva una morrena voluminosa cuya cresta se alza a 1.480 m. Esta morrena, que cuenta con un pequeño desdoble en su área central, presenta inclinaciones de entre 18 y 24º en su vertiente interna y de 21 a 28º en la externa. La granulometría es muy heterométrica y los materiales se hallan en diversas posiciones, aunque en la cresta predominan los grandes bloques y las disposiciones planares, en relación con el retoque nival postglaciar. Por su parte, en la vertiente orientada hacia el Sur de la cubeta glaciokárstica que constituye el fondo del circo de Jascal, se conserva una morrena de nevero relicta, relacionada por lo tanto morfoestratigráficamente con la morrena glaciar anterior.

El glaciar de la Cabeza las Vacas

En la cara Norte de la Cabeza las Vacas (1.624 m de altitud), situada un kilómetro al NE del circo de Jascal y 0,7 km al N de la cumbre del Cabezu Llerosos, hay un pequeño circo escasamente excavado, a cuyos pies se conserva un complejo morrénico integrado por un arco desdoblado en su porción central. Este complejo se alza a 1.410 m de altitud. No existen evidencias de que el pequeño glaciar de circo aquí alojado hubiera estado unido a alguno de los dos glaciares estudiados anteriormente.

DISCUSIÓN. LAS FASES GLACIARES PLEISTOCENAS EN LA SIERRA DE CABEZU LLEROSOS

A pesar de que las dos cumbres principales de la Sierra de Cabezu Llerosos tienen altitudes inferiores a 1.800 m, en esta sierra se generaron durante la última glaciación dos glaciares de estilo alpino que depositaron diversos complejos morrénicos escalonados en altitud. También se formó un glaciar de circo en la cara Norte de la Cabeza de las Vacas, con solamente 1.624 m de cota máxima. Otras alineaciones cercanas de altitud ligeramente inferior, como por ejemplo la Peña Maín (Cabeza la Mesa, 1.612 m) ya no fueron glaciadas, por lo que la mencionada sierra de Cabezu Llerosos constituyó el umbral límite de glaciación durante el último ciclo glaciar en este sector de las Montañas Cantábricas (Castañón, 1990; González-Trueba, 2007). No obstante, además de la altitud hay que tener en cuenta otros factores determinantes en la formación de masas glaciares, como por ejemplo la existencia de un relieve preglaciar favorable.

A partir de las evidencias erosivas y sedimentarias de origen glaciar descritas, se pueden identificar dos fases principales en la evolución glaciar de la Sierra de Cabezu Llerosos, además de una tercera residual solo presente en uno de los glaciares: fase de máximo glaciar, fase interna y fase de circo.

Fase de máximo glaciar

La primera de estas fases se corresponde con la formación de los complejos morrénicos más externos y por lo general de mayor extensión y volumen del área de estudio: morrena frontolateral derecha situada en la cabecera del arroyo Burdio, morrena lateral derecha de la artesa de glaciar de Ternás y arco morrénico de Ostandi (glaciar de Llerosos), cordones y arcos morrénicos del sector de la Redondiella (glaciar de Jascal), y complejo frontal del glaciar de la Cabeza las Vacas. Los frentes de los tres glaciares alcanzaron altitudes dispares. El glaciar de Llerosos descendió hasta baja altitud (780 m), canalizado por el valle de Ternás hacia la cabecera del arroyo Burdio. El glaciar de Jascal fluyó hasta una cota de 1.050 m, similar a la de los frentes glaciares de Enol y Ercina en la vertiente Norte del Macizo Occidental de los Picos, o a la de las dos lenguas más occidentales del glaciar de Pambuches en la vertiente Sur de dicho macizo (Ruiz-Fernández, 2013). En cambio, el glaciar de la Cabeza las Vacas, alimentado por un recuenco de escasa altitud y apenas excavado, únicamente descendió hasta 1.410 m.

Por el momento no ha sido posible establecer mediante dataciones absolutas la cronología de las diferentes fases glaciares identificadas en la Sierra de Cabezu Llerosos. Sin embargo, en un trabajo previo se ha obtenido una edad mínima de 37,2 ka cal BP para la fase de máximo glaciar en el Macizo Occidental de los Picos de Europa, a partir de la datación de la base de una secuencia sedimentaria de 5,4 m de largo procedente de la depresión kárstica de Belbín (Nieuwendam et al., 2015), que está obturada por una morrena lateral. En otras áreas del propio Macizo Occidental como el lago Enol y la depresión de Comeya, así como en el valle del Duje, situado entre los macizos Central y Oriental de los Picos de Europa, se han obtenido cronologías similares para esta primera fase de máximo avance glaciar (Moreno et al., 2010; Serrano et al., 2012, 2013; Jiménez et al., 2013). Esto indica que la máxima expansión del hielo perteneciente a la última glaciación, ocurre aquí varios milenios antes que el Último Máximo Glacial Global. Esta asincronía ha sido detectada también en otras áreas de las Montañas Cantábricas (ej. Jiménez et al., 2013; Serrano et al., 2013).

Fase interna

El arco morrénico de la Vega de Ternás señala una segunda fase de avance y estabilización, con el

frente del glaciar de Llerosos situado a 920 m de altitud, y a unos 600 m de distancia con respecto a su posición durante la etapa de máxima expansión del hielo. Tras esta segunda pulsación el glaciar retrocedió progresivamente hacia la cabecera hasta desaparecer, pues, como se ha citado previamente, no hay más depósitos glaciares que evidencien nuevas fases morfogenéticas glaciares. Tras la retirada de la lengua de hielo se formó un glaciar rocoso en la Canal de Ternás (Ballesteros et al., 2011), con el frente a 1.130 m. Se trata del único glaciar relicto de la sierra y uno de los pocos existentes en los Picos de Europa, ya que la litología ejerce un gran control en la génesis de este tipo de geoformas (Johnson et al., 2007; Gómez-Villar et al., 2011; Pellitero et al., 2011). En el Macizo Asturiano son muy abundantes sobre las cuarcitas paleozoicas, y en cambio muy poco frecuentes sobre calizas, como acontece en el caso estudiado. No obstante, este glaciar rocoso atestigua la existencia de permafrost y de una morfodinámica periglaciar intensa en relación con la deglaciación de este sector de media montaña. Por su parte, los desprendimientos rocosos postglaciares de la Canal de Ternás son interpretados como reajustes paraglaciares debidos a la descompresión de las vertientes de la artesa, una vez que este ámbito quedó deglaciado.

En el caso del glaciar de Jascal esta segunda fase viene representada por los tres arcos morrénicos (uno de ellos desdoblado), depositados lateralmente en el valle de Salines a los pies de otros tantos boquetes abiertos en la cresta calcárea situada inmediatamente al Sur (Figura 2), así como por la sucesión de otros dos arcos morrénicos (el primero abierto en su sector frontal) que se localizan en la terminación inferior del valle de Teyeres. La mayor parte del valle de Salines, así como la porción distal de la lengua que descendió por el surco de Teyeres durante el máximo avance, quedaron libres de hielo en la fase interna.

En consecuencia, la segunda fase glaciar viene determinada por diversos complejos morrénicos depositados por los glaciares de Llerosos y Jascal en una posición más interna que los correspondientes al máximo avance de los hielos. El glaciar de la Cabeza las Vacas, que cuenta con un único complejo morrénico alojado a los pies de su circo, el cuál está integrado por un arco simple excepto en su porción central, en la que hay un exiguo desdoble, desapareció tras la primera fase glaciar. Como señala González-Trueba (2005) en relación con el tipo de aparatos generados en los Picos de Europa durante la Pequeña Edad del Hielo, los pequeños glaciares son muy sensibles a los cambios ambientales, pudiendo desaparecer en poco tiempo ante mínimas variaciones con respecto a las condiciones climáticas que los generaron.

Carecemos de dataciones para la fase glaciar interna. Sin embargo, estudios focalizados en otros conjuntos montañosos cantábricos, incluidos los propios Picos de Europa, proponen un segundo reavance de los hielos entre ~23 y ~18 ka cal BP (Jimenez et al., 2013; Serrano et al., 2012, 2013; Rodríguez et al., 2014; Nieuwendam et al., 2015).

Fase de circo

En una última etapa el glaciar de Jascal quedó recluido en el interior de su propio circo, protegido de la incidencia directa de la radiación solar por la gran verticalidad (290 m) y extensión lateral (1.500 m) de la pared, orientada al NNE, y con una buena alimentación debida a la redistribución de la nieve por el efecto del viento hacia la gran depresión glaciokárstica ubicada en el fondo del circo, y también por aludes; por lo que fue capaz de modelar una morrena de cierta entidad emplazada a los pies de la pared. Mientras que en la umbría se alojaba el citado glaciar, en la vertiente de solana de la cubeta se generó una morrena de nevero.

Esta última fase, de carácter residual, únicamente está presente en el caso del glaciar de Jascal. Las especiales condiciones topoclimáticas de su circo tuvieron un papel determinante en la subsistencia de este pequeño aparato durante un tiempo, mientras que los otros dos glaciares de la Sierra de Cabezu Llerosos ya habían desaparecido. A falta de dataciones absolutas, parece poco probable que esta fase pueda corresponderse con el avance glaciar detectado de forma generalizada en torno a los grupos de cumbres más elevados de los tres macizos de los Picos de Europa, responsable de la deposición de numerosos complejos morrénicos por encima de 1.800-1.900 m y atribuido al Tardiglaciar (González-Trueba, 2007; Serrano et al., 2012, 2013; Ruiz-Fernández et al., 2013).

CONCLUSIONES

En este artículo se estudia en detalle la morfología glaciar de la Sierra de Cabezu Llerosos, en la que se generaron dos glaciares alpinos durante la última glaciación (Cabezu Llerosos y Jascal) bajo cumbres inferiores a 1.800 m, y uno de circo en la vertiente Norte de una cima de solamente 1.624 m de altitud (Cabeza las Vacas). A partir del análisis morfoestratigráfico de los complejos morrénicos existentes se ha establecido la secuencia relativa de la evolución glaciar en la sierra, distinguiendo tres fases glaciares principales: fase de máximo glaciar, fase interna y fase de circo.

En la primera de ellas se edificaron los complejos morrénicos más externos y de mayor entidad, con frentes situados a 780 m de altitud (glaciar de Cabezu Llerosos), 1.050 m (glaciar de Jascal) y 1.410 m (glaciar de la Cabeza las Vacas), en relación con la alimentación y la dinámica de cada aparato. La segunda fase solamente está presente en los glaciares de Cabezu Llerosos y Jascal (el aparato de la Cabeza las Vacas desapareció tras la primera), en los que se identificaron nuevos complejos morrénicos que señalan un nuevo avance y posterior estabilización del hielo, aunque en una posición más retranqueada que durante la etapa anterior. En relación con la deglaciación acontecida tras esta segunda fase se generó un glaciar rocoso de lengua en la Canal de Ternás, a una cota bastante baja (1.130 m). Finalmente, las favorables condiciones topoclimáticas del circo de Jascal permitieron la subsistencia de un pequeño glaciar de circo durante una tercera fase de carácter residual, mientras que el resto de la sierra de Cabezu Llerosos estaba ya totalmente deglaciado. En un

futuro próximo está previsto efectuar dataciones absolutas en esta sierra, lo que permitirá establecer un marco cronológico preciso de su evolución glaciar, cuestión que consideramos clave para contribuir a la construcción de un sólido conocimiento sobre la evolución glaciar de los Picos de Europa y, por extensión, de las Montañas Cantábricas.

Referencias bibliográficas

Alonso, V. (1998). Covadonga Nacional Park (Western Massif of Picos de Europa, NW Spain): a calcareous deglaciated area. Trabajos de Geología, 20, 167-181.

Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., García-Sansegundo, J., Giralt, S. (2011). Geological methods applied to speleogenetical research in vertical caves: the example of Torca Teyera shaft (Picos de Europa, northern Spain). Carbonates and Evaporites, 26 (1), 29-40.

Castañón, J.C. (1990). Datos para un estudio geomorfológico de la sierra de Cabezo Lloroso (Oriente de Asturias). Ería, 23, 258-264.

Castañón, J.C., Frochoso, M. (1996). Hugo Obermaier y el glaciarismo pleistoceno. En: El hombre fósil 80 años después. Homenaje a H. Obermaier (A. Moure, Ed.). Universidad de Cantabria, Santander, 153-175.

Farias, P. (1982). La estructura del Sector Central de los Picos de Europa. Trabajos de Geología, 12, 63-72.

Flor, G., Bailón-Misioné, J.L. (1989). El glaciarismo cuaternario de los puertos de Áliva (Macizo Oriental de los Picos de Europa, occidente de Cantabria). Cuaternario y Geomorfología, 3 (1-4), 27-34.

Frochoso, M., Castañón, J.C. (1986). La evolución morfológica del alto valle del Duje durante el Cuaternario (Picos de Europa, NW España). Ería, 11, 193-209.

Frochoso, M., Castañón, J.C. (1998). El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica. En: Las huellas glaciares de las montañas españolas (A. Gómez-Ortiz, A. Pérez Alberti, Eds.). Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 65-137.

Gale, S.J., Hoare, P.G. (1997). The glacial history of the northwest Picos de Europa of northern Spain. Zeitschrift für Geomorphologie N. F., 41, 81-96.

Gómez-Villar, A., González-Gutiérrez, R.B., Redondo-Vega, J.M., Santos-González, J. (2011). Distribución de glaciares rocosos relictos en la Cordillera Cantábrica. Cuadernos de Investigación Geográfica, 37 (2), 49-80.

González-Trueba, J.J. (2005). La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España). Análisis morfológico y reconstrucción del avance glaciar histórico. Cuaternario y Geomorfología, 19 (3-4), 79-94.

González-Trueba, J.J. (2007). Geomorfología del Macizo Central del Parque Nacional Picos de Europa, con Mapa geomorfológico a E. 1:25.000. OAPN, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 231 pp.

González-Trueba, J.J., Martín, R., Martínez, E., Serrano, E. (2008). Little Ice Age glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. The Holocene, 18 (4), 568-551.

Jiménez, M., Rodríguez, L., García-Ruiz, J.M., Domínguez-Cuesta, M.J., Farias, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Rico, M., Valcárcel, M. (2013). A review of glacial geomorphology and chronology in northern Spain: timing and regional variability during the last glacial cycle. Geomorphology, 196, 50-64.

Johnson, B.G., Thackray, G.D., Van Kirk, R. (2007). The effect of topography, latitude, and lithology on rock glacier distribution in the Lemhi Range, central Idaho, USA. Geomorphology, 91, 38-50.

Julivert, M., Navarro, D. (1984). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja de Beleño (nº 55, 15-05). IGME, Madrid, 47 pp. y mapa desplegable.

Marquínez J. (1978). Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España). Trabajos de Geología, 10, 295-315.

Marquínez J. (1989). Mapa geológico de la Región del Cuera y los Picos de Europa. Trabajos de Geología, 18, 137-144.

Merino-Tomé, O. (2004): Estratigrafía, sedimentología y evolución tectonosedimentaria de las sucesiones estefanienses de la Región de Picos de Europa (Zona Cantábrica). Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, Salamanca (España), 295 pp.

Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Mata, M.P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, J.P., Rico, M. (2010). The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain). Journal of Quaternary Science, 25 (7), 1076-1091.

Nieuwendam, A., Ruiz-Fernández, J., Oliva, M., Freitas, M.C., Lopes, V. (2015). Postglacial landscape changes and cryogenic processes in Picos de Europa (northern Spain) reconstructed from geomorphological mapping and microstructures on quartz grains. Permafrost and Periglacial Processes (en prensa).

Obermaier, H. (1914). Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid, 41 pp.

Pellitero, R., Serrano, E., González-Trueba, J.J. (2011). Glaciares rocosos del sector central de la Montaña Cantábrica: indicadores paleoambientales. Cuadernos de Investigación Geográfica, 37 (2), 119-144.

Rodríguez, L., Jiménez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Aranburu, A. (2014). Research history on glacial geomorphology and geochronology of the Cantabrian Mountains, north Iberia (43-42ºN/7-2ºW). Quaternary International DOI:10.1016/j.quaint.2014.06.007.

Ruiz-Fernández, J. (2013). Las formas de modelado glaciar, periglaciar y fluviotorrencial del Macizo Occidental de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, Oviedo (España), 314 pp.

Ruiz-Fernández, J., Oliva, M., García, C., Geraldes, M., Fernández-Irigoyen, J. (2013). El proceso de deglaciación en los Picos de Europa a partir de evidencias geomorfológicas y sedimentológicas. En: El Cuaternario Ibérico: Investigación en el S. XXI (R. Baena, J.J., Fernández, I. Guerrero, Eds.). Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, Sevilla, 209-213.

Ruiz-Fernández, J., Poblete, M.A., Serrano-Muela, P., Martí-Bono, C., García-Ruiz, J.M. (2009). Morphometry of glacial cirques in the Cantabrian Range (Northwest Spain). Zeitschrift für Geomorphologie N. F. 53: 47-68.

Ruiz-Fernández, J., Poblete, M.A. (2012). Las simas del Macizo Occidental de los Picos de Europa: disposición estructural, depósitos asociados y características del drenaje. Investigaciones Geográficas, 57, 205-223.

Serrano, E., González-Trueba, J.J. (2002). Morfología y evolución glaciar en Los Picos de Europa. En: El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas (J.Mª. Redondo, A. Gómez-Villar, R.B. González-Gutiérrez, P. Carrera-Gómez, Eds.). Secretariado de Publicaciones de la Universidad de León, León, 249-268.

Serrano, E., González-Trueba, J.J., González-García, M. (2012). Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). Quaternary Research, 78, 303-314.

Serrano, E., González-Trueba, J.J., Pellitero, R., González-García, M., Gómez, M. (2013). Quaternary glacial evolution in the Cantabrian Mountains (Northern Spain). Geomorphology, 196, 65-82.

Villa, E., Stoll, H., Farias, P., Adrados, L., Edwards, R.L., Cheng, H. (2013). Age and significance of the Quaternary cemented deposits of the Duje Valley (Picos de Europa, Northern Spain). Quaternary Research, 79, 1-5.

Wagner, R. (1967). Apuntes sobre las floras de la zona de Gamonedo – Cabrales en la parte oriental de Asturias. Trabajos de Geología, 1, 47-58.

LA MÁXIMA EXTENSIÓN DE LOS HIELOS EN EL SISTEMA CENTRAL IBÉRICO DURANTE EL ÚLTIMO CICLO GLACIAR

R.M. Carrasco [(1)], J. Pedraza[(2)], D. Domínguez-Villar[(3)], J.K. Willembring [(4)].

(1) Dpto. Ingeniería Geológica y Minera. Facultad de Ciencias Ambientales y Bioquímica. Universidad de Castilla-La Mancha. Avda. Carlos III, s/n. 45071-Toledo. Rosa.Carrasco@uclm.es
(2) Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. C/ José Antonio Novais, 12. 28040-Madrid.
(3) School of Geography, Earth and Environmental Sciences, University of Birmingham, Edgbaston, B15 2TT Birmingham, UK.
(4) Dpto. Earth and Environmental Sciences, University of Pennsylvania, 240 S. 33rd Street, Philadelphia, PA 19104-6313, USA.

Abstract (The maximum ice extent in the Iberian Central System during the Last Glacial Cycle): *Using the ^{10}Be terrestrial cosmogenic nuclide (TCN) have been analysed 12 samples corresponding to 9 paleoglaciers the Spanish Central System. These samples were collected in the erratic boulders indicating the maximum ice extent (MIE) of glaciers during the LGC. The results are grouped into two age populations, ~23 ka and ~ 26 ka. The context of these chronologies regarding with the obtained from similar areas and its relation to the LGM are discussed. For consolidate or no these asynchronies, along with the recommendations to increase the population of chronological data and review the procedures used for dating, also advised investigate the possible influence of local factors in the evolution of each paleoglacier.*

Palabras clave: Cronología, máximo glaciar, último ciclo glaciar, Sistema Central Ibérico
Key words*: Chronology, glacial maximum, Last Glacial Cycle, Iberian Central System*

INTRODUCCIÓN

Los datos aportados por el proyecto Climate Long-range Investigation Mapping and Prediction (CLIMAP, 1976) y su actualización posterior (Mix et al, 2001), proponían una cronozona de referencia global para situar la etapa de máxima extensión de los glaciares durante el último ciclo glaciar y conocido por las siglas LGM (Last Glacial Maximum).

La constatación de que la máxima extensión de los glaciares (MIE) no fue síncrónico en todas las regiones del Planeta, polarizó el interés por estos temas debido a sus implicaciones paleoclimáticas. En las regiones meridionales de Europa, concretamente en los Alpes Europeos, la MIE local (MIE-wurmian) resultó mucho más temprana que el LGM (Seret et al., 1990; Florineth and Schlüchter, 2000). Adelantos similares se detectaron también en algunas montañas de la región mediterránea occidental (ver: Garcia Ruíz et al., 2003; Hughes y Woodward, 2008). Estos desfases en general se han explicado como los efectos regionales de las modificaciones globales del clima durante la glaciación (ver por ejemplo: Florineth and Schlüchter, 2000; Hughes et al., 2006; Domínguez et al., 2013). Sin embargo, en esa misma región también aparecieron registros que sitúan las MIEs locales acordes con el LGM (ver: Pallàs et al., 2006). Estos desfases, detectados incluso entre diferentes zonas de un mismo macizo montañoso, aconsejaron buscar otros fundamentos para explicar esas asíncronas. Uno de los factores a los que se ha asociado ese desacuerdo entre las cronologías asignadas a las MIES locales en macizos casi limítrofes de una misma cadena montañosa, son las técnicas de datación (Carrasco, 2007; Carrasco et al., 2013; Pallás et al., 2006; Hughes y Woodward, 2008; Garcia-Ruíz et al., 2010).

En el Sistema Central Ibérico (Fig. 1), esas asincronías se detectaron con los primeros trabajos de cronología absoluta (Vieira et al., 2001; Palacios et al., 2007), por ello en un proyecto sobre la cronología del glaciarismo de Sistema Central Ibérico, se abordaba este problema como uno de los principales: "Esto hace necesario plantear un procedimiento de datación bien estructurado en base a los indicadores evolutivos más significativos que, en general, son los geomorfológicos. Con ello se pretende obtener una población de datos representativa para establecer una cronología fiable, y aclarar si la discrepancia en la asignación de edad al Ultimo Máximo Glaciar responde a limitaciones en los procedimientos analíticos o se fundamenta por los desfases temporales en el desarrollo de los procesos climáticos y oceánicos que parecen detectarse en la región mediterránea (ver al respecto: Moreno et al., 2005; Florineth y Schlüchter, 2000; Hughes et al., 2006)." (Carrasco, 2007).

Asumiendo esos fundamentos, se presenta aquí las cronologías absolutas obtenidas en Sistema Central Ibérico para las MIEs locales y se discute su fiabilidad.

METODOLOGÍA

El procedimiento utilizado para obtener las cronologías absolutas, ha sido el de nucleídos cosmogénicos terrestre ^{10}Be. Los trabajos para la selección de zonas y puntos de muestreo se estructuraron en las siguientes etapas: (1) una cartografía geomorfológica de detalle para identificar los indicadores geomorfológicos más adecuados a los fines propuestos, (2) un análisis para establecer su sucesión morfoestratigráfica y, de acuerdo con ello, elaborar una secuencia evolutiva del glaciarismo del Sistema Central Ibérico como patrón o referencia general, (3) planificar una serie de campañas de muestreo basada en los indicadores precisos de acuerdo con esa secuencia evolutiva de referencia.

Tanto la planificación de las campañas de muestreo, como la localización y recogida de las muestras, su preparación y el procesado final ha sido realizado

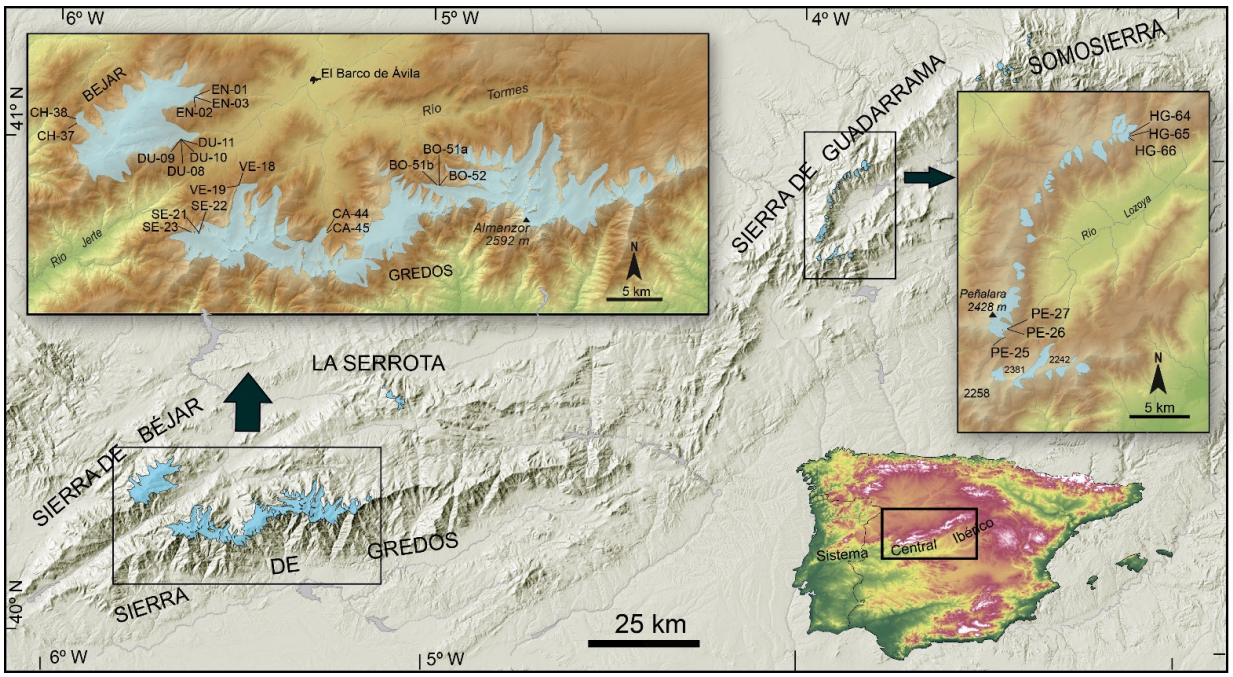


Fig. 1: Situación del área de estudio y localización de las muestras analizadas mediante ^{10}Be. En el mapa se muestran los límites de los glaciares durante la máxima extensión de los hielos en el Sistema Central (sector español)..

por los mismos investigadores y se ha utilizado en todos los casos los mismos procedimientos (Carrasco et al., 2013). Esto reduce al máximo la incertidumbre sobre la influencia que pueden tener en los resultados las heterogeneidades de los métodos de datación o los equipos que las realizan.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

De acuerdo con el patrón evolutivo de referencia (Pedraza et al., 2011, 2013), el indicador de la máxima extensión de los glaciares en el Sistema Central Ibérico es la secuencia denominada Depósitos Periféricos (PD). Esta secuencia está definida por dos formaciones, la más externa de bloque erráticos (PD-B) y la más interna de morrenas menores (PD-M). En estos indicadores más externos (PD-B) se tomaron y analizaron 12 muestras de 9 paleoglaciares regularmente repartidos en las sierras de Béjar, Gredos Central y Guadarrama (ver Fig. 1). Las edades obtenidas se muestran en la tabla 1. De acuerdo con ello, la MIEs locales están en dos poblaciones de edades bastante homogéneas: entorno a los 23 ka y entorno a los 26 ka. La primera está en el límite MIS2-MIS3, y es correlacionable con el LGM de la Cronozona Nivel 1 (23-19 ka; Mix et al., 2001). También resulta equiparable con las edades obtenidas en esta zona por otro equipo de trabajo (Palacios et al., 2011, 2012a, 2102b). La otra población está claramente incluida en el MIS3, pero sincrónica también al LGM si se consideran los nuevos límites establecidos para esa cronozona LGM comprendida en varios niveles (26.5-19 ka; Clark et al., 2009).

Aplicando el test Kolmogorov-Smirnov a un conjunto de 25 muestras correspondientes tanto a las referidas en este trabajo, como otras localizadas en los depósitos más internos (PD-M) y que ya representan un proceso de retroceso de los glaciares, se obtuvieron varias poblaciones de edades como posibles MIEs entre las que se incluyen las citadas previamente. Contrastadas todas

Tabla 1: Edad obtenida mediante ^{10}Be en las muestras analizadas de las sierras de Béjar, Gredos y Guadarrama.

Código de muestra	Latitud	Longitud	Altitud (m)	^{10}Be (10^3 at/g)	Espesor de la muestra (cm)	Edad (ka BP)** [ε=0 cm·a^{-1}]	Mod. tasa de erosión (cm·a^{-1})	Edad (ka BP)** [ε=modelled]
EN-03	40.34005	5.65111	1853	477408 ±15254	2.5	26.5 ±2.8	0.00004387	26.7 ±2.8
DU-10	40.30335	5.66457	1436	336701 ±10101	5	27.0 ±2.8	0.00002302	27.1 ±2.8
VE-18	40.26973	5.60252	1607	342894 ±10250	5*	22.5 ±2.3	0.00003162	22.6 ±2.4
SE-23	40.23007	5.64836	1862	423356 ±7287	5	23.3 ±2.4	0.00004437	23.5 ±2.4
PE-26	40.83500	3.94540	1828	345871 ±6311	2	19.7 ±2.0	0.00004267	19.9 ±2.0
CH-38	40.31940	5.77798	1503	310108 ±6202	2*	23.0 ±2.3	0.00002642	23.1 ±2.4
CA-44	40.23454	5.50705	1295	282030 ±5919	3*	24.5 ±2.5	0.00001602	24.6 ±2.5
CA-45	40.23305	5.50689	1329	287155 ±4922	3*	24.5 ±2.5	0.00001767	24.6 ±2.5
BO-51a	40.27308	5.39108	1687	437679 ±23560	3*	27.6 ±3.1	0.00003562	27.8 ±3.2
BO-51b	40.27308	5.39108	1687	435133 ±16288	3*	26.7 ± 2.8	0.00003562	26.9 ±2.9
HG-64	40.98071	3.82365	1801	376952 ±11578	4*	21.6 ±2.2	0.00004147	21.7 ±2.3
HG-66	40.98044	3.82403	1793	384507 ±15152	5*	22.7 ±2.4	0.00004092	22.9 ±2.5

Densidad de las muestras es 2,7 g cm^{-3} excepto las que se indican con un * que es 2,65 gcm^{-3}. BP: antes del presente, coniderando "presente" como el año de referencia 1950 dC; ε= tasa de erosión; ** esquema de la escala de referencia según Lifton *et al.*, 2005, se considera la incertidumbre externa. Edad calculada usando los procedimientos estandarizados CRONUS-Earth v.2.258 (Lifton et al., 2005) and 07KNSTD.

esas posibilidades con los datos paleoclimáticos de precipitación obtenidos mediante dos estalagmitas de la Cueva del Águila (Gredos meridional), la estimada como más probable para la Máxima Extensión de los Hielos en el Sistema Central Ibérico (MIE-ICS), es la de 26.1±1.3 ka BP (Domínguez et al., 2013).

Como se ha demostrado en este y otros macizos montañosos de la Península, a lo largo del LGM se produjeron distintos avances/reavances de los glaciares de extensión muy similar a la máxima o MIE (Jalut et al., 2010; Serrano et al 2012, 2013; Pedraza et al., 2013; Rodriguez-Rodriguez, et al., 2014). Por ello es posible que en algunos casos no se tenga registro del máximo absoluto o no se haya detectado con exactitud el indicador preciso (a veces es un único bloque). Sin embargo, también hay que considerar que las condiciones locales del macizo (orientación, continentalidad, morfología de las laderas y cuencas de acumulación, etc.), pueden haber sido suficientes para acelerar o retrasar la evolución de glaciar y, por tanto, las distintas cronologías representan realmente esa heterogeneidad evolutiva.

CONCLUSIONES

De acuerdo con los datos obtenidos para la cronología de las MIEs locales de varios paleoglaciares del Sistema Central Ibérico, esos máximos podrían no haber sido sincrónicos aunque sí contemporáneos del LGM. Este referente global, es en realidad un periodo de tiempo con condiciones ambientales adecuadas para el avance de los glaciares. Las diferencias tan escasas detectadas en la extensión de los hielos entre esos avances en estas áreas, permite suponer que puede tratarse de diferentes respuestas (extensión, volúmenes de hielo, edad) a los cambios ambientales (trayectoria de las borrascas, direcciones dominantes de las vientos, insolación, etc.) debido a la incidencia de algunos factores locales.

Por otra parte, no se pueden descartar posibles defectos o limitaciones en los procedimientos de datación, debido a la elección de indicadores adecuados o la ausencia de registros de esa etapa evolutiva. Para dar una respuesta adecuada a estas cuestiones, es indudable que deberán aumentarse las poblaciones de datos cronológicos y profundizar en el conocimiento de cada paleoglaciar para determinar cuáles son los indicadores precisos de sus etapas evolutivas.

Agradecimientos: Este trabajo es una contribución al proyecto GLACIOSICE II (referencia CGL2013-44076-P), financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad y GLASIGUA (referencia 1092/2014) financiado por el Organismo Autónomo Parques Nacionales (Ministerio de Agricultura, alimentación y Medio Ambiente).

Referencias bibliográficas

Balco, G., Stone, J., Lifton, N., Dunai, T. (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology,* 3, 174–195.

Carrasco, R. M. (IP). 2007. El glaciarismo Pleistoceno del Sistema Central Español. Síntesis geomorfológica y evolutiva, cronología absoluta e implicaciones climáticas. Proyecto GLAGIOSICE (ref. DGL2008-03396/BTE). Memoria Técnica. Ministerio de Ciencia e Innovación.

Carrasco, R.M., Pedraza, J., Domínguez-Villar, D., Villa, J., Willenbring, J.K., 2013. The plateau glacier in the Sierra de Béjar (Iberian Central System) during its maximum extent. Reconstruction and chronology. Geomorphology 196, 83 - 93.

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.

CLIMAP Project Members (1976). The surface of the ice-age Earth. *Science*, 191, 1131–1137.

Domínguez-Villar, D., Carrasco, R.M., Pedraza, J., Cheng, H., Edwards, R.L., Willenbring, J.K. (2013). Early maximum extent of paleoglaciers from Mediterranean mountains during the last glaciation. *Sci. Rep*., 3, 2034

Florineth, D., Schlüchter, C. (2000). Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research*, 54, 295–308.

Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R. (2001). Environmental processes of the Ice Age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, 20, 627–657.

García-Ruiz, J.M., Valero-Garcés, B.L., Martí-Bono, C., González-Sampériz, P. (2003). Asynchroneity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18, 61–72.

Garcia-Ruíz, J.M., Moreno, A., González-Sampériz, P., Valero, B., Martí-Bono, C. (2010). La cronología del último ciclo glaciar en las montañas de Europa. Una revisión. *Cuaternario y Geomorfología* 24 (1–2), 35–46.

Hughes, P.D., Woodward, J.C., Gibbard, P.L. (2006). Late Pleistocene glaciers and climate in the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 46, 83–98.

Hughes, P.D., Woodward, J.C. (2008). Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *J. Quat. Sci*., 23, 575–588.

Jalut G., Turu i Michels, V., Dedoubat, J.J., Otto, T., Ezquerra, J., Fontugne, M., Belet, J.M., Bonnet, L., García de Celis, A., Redondo-Vega, J.M. Vidal-Romaní, J.R. & Santos, L. (2010). Palaeoenvironmental studies in NW Iberia (Cantabrian range): Vegetation historyand synthetic approach of the last deglaciation phases in the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297, 330–350.

Lifton, N., Bieber, J., Clem, J., Duldig, M., Evenson, P., Humble, J., Pyle, R. (2005). Addressing solar modulation and long-term uncertainties in scaling secondary cosmic rays for in situ cosmogenic nuclide applications. *Earth and Planetary Science Letters*, 239, 140–161.

Moreno, A.; Cacho, I.; Canals, M.; Grimalt, J.O.; Sanchez-Goñi, M.F.; Shackleton, N.J. y Sierro, F.J. (2005). Links between marine and atmospheric processes oscillating at millennial time-scale. A multiproxy study of the last 50,000 yr from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). Quaternary Science Reviews, 24: 1623-1636.

Palacios, D.; Marcos, J.; Andrés, N. & Vázquez, L. (2007). Last glacial maximum and deglaciation in Central Spanish Mountains. *Geophysical Research Abstracts*, 9, 05634.

Palacios, D., Marcos, J., Vázquez-Selem, L., 2011. Last glacial maximum and deglaciation of Sierra de Gredos, central Iberian Peninsula. *Quat. Int.*, 233, 16–26.

Palacios, D., Andrés, N., Marcos, J., Vázquez-Selem, L. (2012a). Glacial landforms and their paleoclimatic significance in the Sierra de Guadarrama, Central Iberian Peninsula. *Geomorphology*, 139–140, 67–78

Palacios, D., Andrés, N., Marcos, J., Vázquez-Selem, L. (2012b). Maximum glacial advance and deglaciation of the Pinar Valley (Sierra de Gredos, Central Spain) and its significance in the Mediterranean context. *Geomorphology*, 177–178, 51–61.

Pallàs, R., Rodés, A., Braucher, R., Carcailler, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J.M., Masana, E., Santanach, P. (2006). Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from 10Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quat. Sci. Rev*., 25, 2937–2963.

Pedraza, J., Carrasco, R.M., Dominguez-Villar, D., Willenbring, J.K. (2011). Late Pleistocene Glacial Evolutionary Stages in the Spanish Central System. XVIII INQUA, Abstract, ID 1438, Bern, Switzerland. http://www.inqua2011.ch/.

Pedraza, J., Carrasco, R. M., Domı´nguez-Villar, D. & Villa, J. Late Pleistocene glacial evolutionary stages in the Gredos mountains (Iberian Central System). *Quat. Int*., 302, 88-100.

Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Pallàs, R., Bourlès, D., Valero-Garcés, B. (2014). A multiple dating-method approach applied to the Sanabria Lake moraine complex (NW Iberian Peninsula, SW Europe). *Quat. Sci. Rev*., 83, 1–10.

Seret, G., Guiot, E., Wansard, G. (1990). Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature*, 346, 453–456.

Serrano, E., González-Trueba, J.J., González-García, M. (2012). Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research*, 78 (2), 303-314.

Serrano, E., González-Trueba, J.J., Pellitero, R., González-García, M., Gómez-Lend, M. (2013). Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Geomorphology*, 196, 65–82.

Vieira, G.; Ferreira, A.B.; Mycielska-Dowgiallo, E.; Woronko, B. y Olszak, I. (2001). Thermoluminiscence dating of fluvioglacial sediments (Serra da Estrela, Portugal). Actas V Renunião do Quaternário Ibérico. SPG, Lisbon, 85-88.

LA PERIGLACIACIÓN DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

M. Oliva (1); E. Serrano (2); A. Gómez-Ortiz (3); M.J. González Amuchastegui (4); A. Nieuwendam (1); D. Palacios (5); R. Pellitero-Ondicol (6); A. Pérez-Alberti (7); J. Ruiz-Fernández (8); M. Valcárcel (7) & G. Vieira (1)

(1) Instituto de Geografia e Ordenamento do Território – CEG, Universidade de Lisboa (oliva_marc@yahoo.com
(2) Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid
(3) Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfica Regional, Universidad de Barcelona
(4) Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco
(5) Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física, Universidad Complutense de Madrid
(6) Departmento de Geography & Environment, Universidad de Aberdeen
(7) Departamento de Geografía, Universidad de Santiago de Compostela
(8) Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo

Abstract (The periglaciation of the Iberian Peninsula): *Mountain environments in the Iberian Peninsula were heavily glaciated during the Last Glaciation. However, glaciers were mostly confined within the mountain valleys. Lower areas as well as the highest lands where topography did not favour ice accumulation were affected by intense periglacial processes. Since then, climate conditions have conditioned the spatial distribution of periglacial activity, moving uphill or downhill according to the intensity of the cold. Therefore, a wide range of landforms and deposits are distributed in Iberian mountains attributed to different past periods with changing climate conditions. These periglacial conditions are compared with current activity in the present-day periglacial belt in each of these mountain ranges.*

Palabras clave: Península Ibérica, áreas de montaña, Última Glaciación, procesos periglaciares.
Key words*: Iberian Peninsula, mountain ranges, Last Glaciation, periglacial processes.*

INTRODUCCIÓN

El conocimiento de la dinámica periglaciar en las montañas ibéricas ha avanzado sustancialmente durante las últimas décadas. Los primeros estudios descriptivos de la dinámica fría en las principales cumbres peninsulares relacionados con el hecho no glaciar fechan de mediados de siglo XX (Gómez Ortiz y Pérez González, 2001). Posteriormente, la investigación se centró en la identificación y caracterización geográfica de las formas y depósitos de origen periglaciar, incidiendo en la relación cronoestratigráfica respecto a las geoformas de origen glaciar. A finales de siglo XX se empieza el monitoreo de procesos, singularmente la termometría del suelo, movimientos lentos de masa, crioexpulsión, etc.

Finalmente, con el avance de las técnicas de datación absoluta experimentado durante las últimas décadas, se ha avanzado en el establecimiento de las fases pasadas con actividad periglaciar. No obstante, cabe remarcar que este conocimiento no ha ido paralelo al incremento significativo de estudios centrados en la cronología de los procesos glaciares en las principales montañas ibéricas.

El objetivo de este artículo es:
- Presentar las fases periglaciares discriminando los procesos dominantes en las principales áreas de montaña ibéricas desde la Última Glaciación hasta nuestros días.
- Identificar los vacíos en este conocimiento y sugerir posibles líneas futuras de investigación que sirvan de guía a las futuras generaciones de investigadores jóvenes de la comunidad periglaciar ibérica.

ÁREA DE ESTUDIO

El interés se centra en las principales cordilleras ibéricas, incluyendo las sierras que rondan o superan los 2.000 m de cota y donde la actividad periglaciar es y/o ha sido un factor clave en su modelado: Pirineos, Cordillera Cantábrica, montañas gallegas, Serra da Estrela, Sistema Central, Sistema Ibérico y Sierra Nevada. A pesar de la existencia de posibles vestigios de origen periglaciar en otras sierras de menor cota, así como en el interior de la Meseta, por razones de espacio, éstos no se discutirán en el presente trabajo.

La compleja orografía ibérica determina respuestas topoclimáticas diferentes para configuraciones sinópticas regionales. Así, se observan importantes diferencias en el régimen térmico y pluviométrico entre los principales macizos, que debieron también de existir en el pasado. Ello explica que el máximo empuje glaciar en las montañas ibéricas fuera asincrónico y anteceda al Último Máximo Global (UMG) en el cuadrante noroccidental y extremo sur peninsular (Gómez Ortiz et al., 2012; Serrano et al., 2013; Rodríguez-Rodríguez et al., 2014) y muestre una cronología paralela al UMG en el resto de cordilleras (Palacios et al., 2012, 2015). Consecuentemente, los procesos periglaciares han debido responder a este calendario, remontando o disminuyendo en altura conforme las condiciones frías fueran más o menos intensas.

METODOLOGÍA

Se han consultado todos los trabajos publicados en revistas y capítulos de libros a nivel nacional e internacional, contabilizándose más de 150 títulos para todos los macizos. A partir de estas publicaciones se han resumido los procesos y formas de origen periglacial para cuatro grandes periodos desde la última fase fría pleistocena: Última Glaciación, posterior deglaciación, Holoceno y actualidad. Por motivos de espacio, en esta ocasión se resumen sucintamente las características más significativas asociadas a cada uno de los periodos en cada macizo.

RESULTADOS

Se discrimina para cada macizo las formas y procesos resultantes de cada periodo:

Pirineos

Última Glaciación: formación de suelos ordenados, glaciares rocosos, superficies de crioplanación, campos de bloques en las culminaciones, canchales, depósitos estratificados hasta cotas de 400 m y evidencias de permafrost hasta cotas de 1.100 m.
Deglaciación: desarrollo de suelos ordenados, formación de glaciares rocosos a ~2.250 m y permafrost >2.490 m, con depósitos estratificados hasta cotas de 700 m.
Holoceno: degradación del permafrost, formación de canchales, incremento de cota de los neveros de fusión tardía, solifluxión activa, depósitos estratificados. Fase fría durante la Pequeña Edad de Hielo (PEH): reactivación de los glaciares rocosos, permafrost >2.490 m, desarrollo de suelos ordenados, flujos de derrubios, formación de canchales y mayor extensión de los neveros.
Actualidad: permafrost >2.630 m (N), permafrost >2.800 m (S), glaciares rocosos activos >2.510 m, neveros semi-permanentes, suelos ordenados >2.500 m, campos de bloques, flujos de derrubios, *protalus lobes*, morrenas de *nevé*, solifluxión, bloques aradores, crioturbación.

Fig. 1. Derrubios estratificados y cementados de edad holocena en Praón (Picos de Europa, 150 m snm).

Cordillera Cantábrica

Última Glaciación: Durante una primera fase (MIS-3-MIS2) se forman depósitos estratificados hasta nivel de mar, solifluxión, deslizamientos, crioturbación, involuciones y morrenas de *nevé* (Figura 1). En una segunda fase (MIS-2), En alturas >1.300 m se forman campos de bloques, suelos ordenados, glaciares rocosos, flujos de derrubios, ríos de bloques, morrenas de *nevé* y vertientes de derrubios.
Deglaciación: en las culminaciones de los macizos se forman campos de bloques, ríos de bloques, suelos ordenados y en cotas <1.400 m se detecta actividad de flujos de derrubios y glaciares rocosos.
Holoceno: solo se ha constatado actividad relativa a vertientes de derrubios y glaciares rocosos durante el Holoceno Medio. Fase fría durante la PEH: extensión de los neveros, desarrollo de morrenas de *nevé*, procesos de solifluxión, bloques aradores y montículos de hielo.
Actualidad: degradación del hielo fósil de los heleros de los Picos de Europa (Jou Negro, Forcadona, la Palanca y Jou Trasllambrión) desarrollo de suelos poligonales y estriados de pequeñas dimensiones >2.200 m, existencia de cuevas de hielo, montículos de hielo, solifluxión y vertientes de derrubios activos >1.700 m.

Montañas galegas

Última Glaciación: Durante una primera fase (MIS-3-MIS2) se forman depósitos estratificados hasta nivel de mar. En una segunda fase (MIS-2), se generan campos de bloques, suelos ordenados, glaciares rocosos y ríos de bloques por encima de 1.400 m.
Deglaciación: no hay información para esta fase.
Holoceno: durante la PEH se desarrollan morrenas de *nevé*, procesos de solifluxión, bloques aradores y montículos de hielo.
Actualidad: el suelo helado estacional se localiza >1.800 m. Se detectan procesos de erosión nival en las cumbres más elevadas.

Fig 2. Río de bloques en Meira (Galicia) desarrollado durante la UG.

Serra da Estrela

Última Glaciación: formación de campos de bloques en las superficies culminantes con glaciares rocosos y derrubios de ladera en las vertientes no glaciadas.
Deglaciación: a esta fase corresponden depósitos periglaciares de ladera y formación de glaciares rocosos incipientes.
Holoceno: formación de lóbulos de solifluxión.
Actualidad: condiciones de suelo helado estacional en vertientes norte >1.700 m, solifluxión incipiente >1.850 m, suelos ordenados centimétricos >1.600 m y flujos de derrubios en los años posteriores a incendios forestales.

Sistema Central

Última Glaciación: formación de campos de bloques en las superficies culminantes con suelos ordenados y derrubios de ladera en las vertientes no glaciadas.
Deglaciación: formación de canchales.
Holoceno: formación de canchales. Durante la PEH: extensión de los neveros, desarrollo de morrenas de *nevé*, procesos de solifluxión.
Actualidad: condiciones de suelo helado estacional en los tramos altos, procesos nivales, flujos de derrubios, canchales.

Sistema Ibérico

Última Glaciación: formación de campos de bloques en superficies culminantes, glaciares rocosos, ríos de bloques, flujos de derrubios, solifluxión >1.100 m, depósitos estratificados.
Deglaciación: desarrollo de morrenas de *nevé* en el interior de los circos, flujos de derrubios y canchales.

Holoceno: flujos de derrubios, canchales, solifluxión, depósitos estratificados. Durante la PEH, regularización de vertientes.
Actualidad: procesos periglaciares >1.500 m, con evidencias de solifluxión, bloques aradores, flujos de derrubios, formación de canchales.

Sierra Nevada
Última Glaciación: formación de glaciares rocosos y de suelos ordenados en las superficies culminantes, depósitos periglaciares hasta cotas de 1.100-1.200 m.
Deglaciación: formación de glaciares rocosos en el interior de los circos.
Holoceno: los glaciares rocosos tienden a la inactividad, solifluxión activa durante periodos fríos. Durante la PEH la solifluxión desciende hasta cotas de 2.450 m en vertiente norte (Figura 3), mayor presencia y duración de los neveros de fusión tardía.
Actualidad: formación de glaciares rocosos que pierden actividad y muestran procesos de subsidencia y colapso en los circos glaciados durante la PEH como consecuencia de la degradación del permafrost y del hielo enterrado en estos enclaves; existencia de suelo helado estacional >2.500 m; desarrollo de morrenas de *nevé*, flujos de derrubios, canchales, suelos ordenados incipientes <2.700 m y solifluxión puntual.

Fig. 3. Lóbulo de solifluxión vegetalizado generado durante el Holoceno superior en Sierra Nevada.

DISCUSIÓN

La cronología glaciar en la Península Ibérica muestra un comportamiento asincrónico respecto de la fase de máximo avance de los hielos. En las montañas del noroeste y en Sierra Nevada se detectan dos pulsaciones de expansión glaciar durante la última glaciación, mientras que en el resto de macizos sólo hay evidencias geomorfológicas de la segunda fase, la que allí supuso el máximo avance de los hielos. Este patrón cronológico también debió afectar la intensidad y zonas afectadas por los procesos periglaciares (Figura 4). El análisis detallado de la distribución y tipología de formas y depósitos en las principales montañas ibéricas, así como de las relaciones cronoestratigráficas entre ellas y con las evidencias geomorfológicas de origen glaciar, permite identificar semejanzas y diferencias con respecto a la actividad periglaciar pasada para cada una de las fases:

- Última Glaciación.

Las cumbres de los principales macizos cuya topografía no favorecía la gradual acumulación de hielo se vieron afectadas por procesos periglaciares muy intensos. En estos ambientes la gelifracción fragmentó el sustrato existente, lo que originó campos de bloques. En algunos casos estos bloques se vieron afectados por la crioturbación, originándose suelos ordenados. Sus dimensiones métricas en algunos macizos inducen a considerar la probable existencia de condiciones de permafrost para esta fase. En las vertientes no glaciadas la intensa dinámica periglaciar se traduce en la formación de glaciares rocosos y ríos de bloques, lo que permite deducir el límite altitudinal del permafrost para este periodo. Finalmente, las partes más bajas de los macizos y sus áreas adyacentes muestran depósitos de origen periglaciar, posiblemente formados en un ambiente con suelo helado estacional. Las condiciones sensiblemente más frías del Atlántico Norte durante esa fase (Björk et al., 1998) explican que en el noroeste peninsular los depósitos estratificados se localicen a cotas muy bajas, incluso a nivel de mar.

- Deglaciación.

La deglaciación de la mayoría de montañas glaciadas en el Hemisferio Norte empieza en torno a 19-20 ka BP como consecuencia de importantes cambios orbitales (Clark et al, 2009). En escasos milenios la mayoría de macizos ibéricos quedan prácticamente libres de hielo glaciar (e.g. Gómez Ortiz et al., 2012; Palacios et al, 2015). Desde entonces, el periglaciarismo ha sido el motor de la dinámica ambiental en las principales cordilleras ibéricas, con mayor o menor intensidad (y extensión) en función de las condiciones climáticas imperantes.
Las crisis frías finipleistocenas, principalmente el *Younger Dryas*, suponen una reactivación de la dinámica periglaciar. De este periodo son muchos de los glaciares rocosos emplazados en el interior de los circos recientemente deglaciados. Algunas morrenas de *nevé* y *protalus lobes* hoy inactivos de las partes cimeras también debieron de haberse desarrollado durante esta fase. De la misma manera sucedería con los canchales emplazados en los tramos medios y altos del macizo, cuyo dinamismo debió de continuar con mayor o menor intensidad durante el Holoceno hasta nuestros días.

- Holoceno.

A excepción de lo acontecido durante los últimos siglos correspondientes a la PEH, este periodo constituye una fase muy poco estudiada desde el punto de vista de la dinámica periglaciar. Las condiciones generalmente más cálidas debieron de implicar una migración en altura del cinturón periglaciar, a la vez que la intensidad de la acción periglaciar sería menor y se vería restringida temporalmente. Algunos glaciares rocosos en los macizos más elevados mostraron actividad durante el Holoceno inferior para ir estabilizándose progresivamente. Hay evidencias sedimentarias de actividad periglaciar de vertientes relacionada con procesos solifuidales en Sierra Nevada durante el Holoceno medio y superior, truncada durante los periodos más cálidos que impedirían dicho dinamismo favoreciendo una mayor estabilidad geomorfológica. Durante la PEH se desarrollaron pequeños focos glaciares en los circos septentrionales más elevados de tres macizos

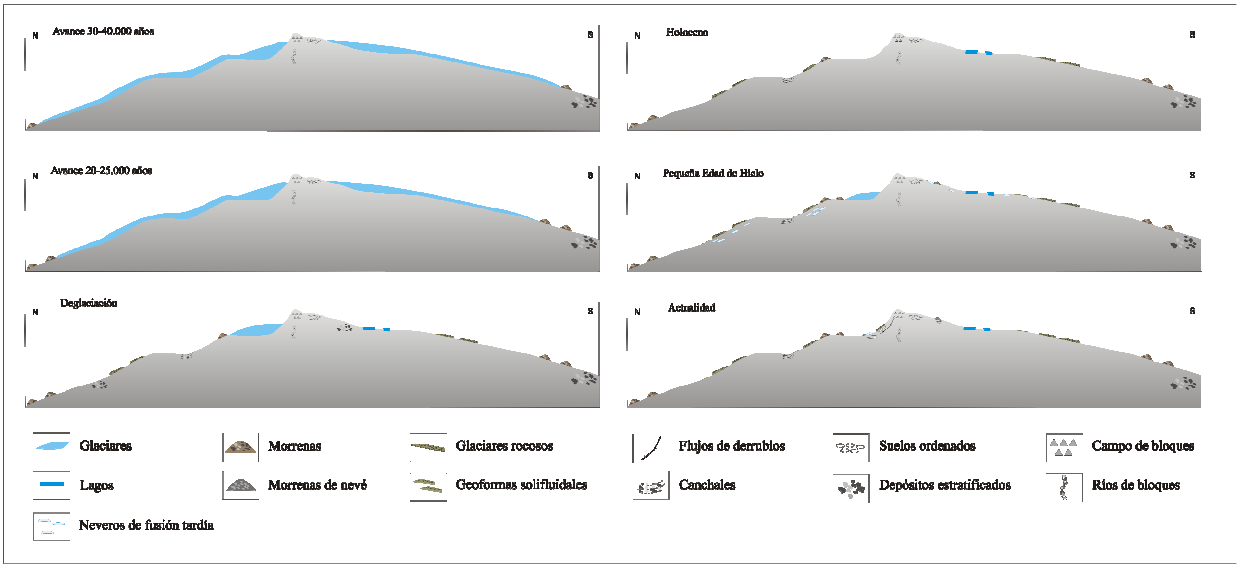


Fig. 4. Resumen de los procesos y formas dominantes durante cada una de las fases en las montañas ibéricas.

ibéricos (Pirineos, Cordillera Cantábrica y Sierra Nevada). Las condiciones más frías (con precipitaciones oscilantes) propiciaron una reactivación de la dinámica periglaciar, que se extendió a cotas de hasta varios centenares de metros por debajo de la actualidad. La mayor presencia de neveros de fusión tardía favoreció el desarrollo de morrenas de *nevé*, la solifluxión fue generalizada en las cumbres, con mayor actividad de los flujos de derrubios, desarrollo de *protalus lobes* y formación y/o reactivación de glaciares rocosos.

-Actualidad.
El incremento de cerca de 1ºC constatado en las principales cordilleras ibéricas como Pirineos y Sierra Nevada desde mediados de siglo XIX (González-Trueba et al., 2008; Oliva y Gómez Ortiz, 2012) ha determinado el ascenso altitudinal de aquellos procesos periglaciares activos que estuvieron situados en cotas más bajas durante la PEH, así como la estabilización de otras geoformas periglaciares. Éste es el caso de numerosos glaciares rocosos de los circos más elevados, que en algunos casos tienden a su estabilización por la degradación de la masa congelada de su interior (Serrano et al., 2006; Gómez Ortiz et al., 2014). Ello sugiere las condiciones límite del permafrost en los techos ibéricos, herencia de la PEH y en franco proceso de descongelamiento. La solifluxión es muy puntual, con tasas de desplazamiento muy modestas en Pirineos (Chueca y Julián, 1995) y Sierra Nevada (Oliva et al., 2014). Las principales cumbres ibéricas aún conservan neveros semi-permanentes que alimentan morrenas de *nevé* aún hoy activas. Los flujos de derrubios son activos en todos los macizos, siendo más intensos en algunas zonas de montaña recurrentemente afectadas por incendios. La crioturbación es un proceso espacialmente muy restringido a los macizos de cotas más elevadas, donde sólo origina suelos ordenados de tipo flotante y tamaño centimétrico.

CONCLUSIONES

Durante las últimas décadas se ha producido un avance en el conocimiento de la dinámica periglaciar pasada en las montañas ibéricas. Si bien los progresos realizados en el ámbito de la caracterización espacial de formas y depósitos y monitoreo de los procesos actuales ha sido significativo, ello no ha ido paralelo a avances sustanciales en la geocronología de las evidencias periglaciares. Su delimitación temporal se ha derivado generalmente del establecimiento de la cronología glaciar en cada zona, infiriéndose así su edad a partir de su posición respecto a las formas y depósitos de origen glaciar.

La expansión de los glaciares durante la Última Glaciación limitó la actividad periglaciar a las superficies culminantes y cotas bajas no glaciadas. Con la deglaciación, el ambiente periglaciar remonta cota y ocupa la zona anteriormente glaciada. Desde entonces y hasta la actualidad, los procesos periglaciares ocupan las partes elevadas de los principales macizos, con una intensidad que ha fluctuado durante el Holoceno en función del régimen climático dominante.

La amplia variedad de geoformas y depósitos de origen periglaciar en las montañas ibéricas constituye un patrimonio geomorfológico de gran valor paisajístico. Corresponderá a la comunidad periglaciar ibérica mejorar la cronología de los acontecimientos ambientales de carácter periglaciar para ciertas fases, para así alcanzar un mejor conocimiento de la dinámica del sistema natural en estos enclaves montañosos de marcada sensibilidad climática.

Agradecimientos: El primer autor agradece el patrocinio de sus actividades de investigación en medios fríos por parte de la AXA Research Fund.

Referencias bibliográficas

Björk, S.; Walker, M.J.C.; Cwynar L.C.; Knudsen, K.L.; Lowe, J.J. & Wohlfarth, B. (1998). An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*, 13: 283-292.

Chueca J, Julián A. 1995. Cuantificaclón de movimientos en masa lentos en medios de montaña: Pirineo Central. *Lurralde* 18:173-196.

Gómez Ortiz, A. & Pérez González, A. (Eds.) (2001*): Evolución reciente de la Geomorfología española* (1980-2000). Sociedad Española de Geomorfología - Servei de Gestió i Evolució del Paisatge. Geoforma Ediciones. Logroño, 427 pp.

Gómez Ortiz, A.; Oliva, M.; Salvador, F.;Salvà, M.; Palacios, D.; Sanjosé, J.J.; Tanarro, L.; Galindo-Zaldívar, J. & Sanz de Galdeano, C. (2014). Degradation of buried ice and permafrost in the Veleta cirque (Sierra Nevada, Spain) from 2006-2013. *Solid Earth*, 5, 979-993.

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.

González Trueba JJ, Martín Moreno R, Martínez de Pisón E, Serrano E (2008) Little Ice Age glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene* 18 (4): 551-568.

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.: Gómez Ortiz, A.; Salvador, F. & Salvà, M. (2014). Present-day solifluction processes in the semiarid range of Sierra Nevada (Spain). Arctic, *Antarctic and Alpine Research*, 46 (2): 73-78.

Palacios, D., Andrés, N., Marcos, J., Vázquez-Selem, L. (2012). Maximum glacial advance and deglaciation of the Pinar Valley (Sierra de Gredos, Central Spain) and its significance in the Mediterranean context. *Geomorphology* 177-178, 51-61.

Palacios, D., Gómez-Ortiz, A., de Andrés, N., Vázquez-Selem, L., Salvador-Franch, F. & Oliva, M. (2015). Maximum extent of Late Pleistocene glaciers and Last Deglaciation of La Cerdanya mountains, Southeastern Pyrenees. *Geomorphology*, 231: 116-129.

Rodríguez-Rodríguez L, Jiménez M, Domínguez-Cuesta MJ, Aranburu A. (2014). Research history on glacial geomorphology and geochronology of the Cantabrian Mountains, north Iberia (43-42ºN/7-2ºW). *Quaternary International* DOI:10.1016/j.quaint.2014.06.007.

Serrano, E., González-Trueba, J.J., Pellitero, R., González-García, M. & Gómez, M. (2013). Quaternary glacial evolution in the Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Geomorphology*, 196, 65-82.

Serrano, E., San José, J.J. y Agudo, C. (2006). Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: Flow, movement (1991–2000) and structure of the Argualas rock glacier, the Pyrenees. *Geomorphology*, 74: 285-296.

AMBIENTES PERIGLACIARES EN SIERRA NEVADA DURANTE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO. INTERÉS CIENTÍFICO DE LA INFORMACIÓN DE LOS LIBROS DE ÉPOCA (SIGLOS XVII-XIX)

A. Gómez Ortiz [(1)], M. Oliva [(2)], F. Salvador Franch [(1)], J.A. Plana Castellví [(1)], S. Sánchez Gómez [(3)], M. Espinar Moreno [(4)]

(1) Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional. Universidad de Barcelona (gomez@ub.edu)
(2) Departamento de Geografía. Universidade de Lisboa
(3) Departamento de Edafología y Química Agrícola. Universidad de Almería
(4) Departamento de Historia Medieval. Universidad de Granada

Abstract: ***Periglacial environments in Sierra Nevada during the Little Ice Age. Scientific contribution of historical sources (XVII-XIX centuries).***
The historical texts have been proven to be a valuable source for reconstructing the environment during the Little Ice Age in Sierra Nevada, especially the texts left by early clerics and scholars. The interpretation of these written sources suggests that the periglacial belt in Sierra Nevada extended to lower elevations, 200 m below than present-day. Climate conditions were colder than present, with more abundant snow. This favoured the presence of glaciers, areas with discontinuous permafrost in the summit plateaus and permanent snowfields. In lower slopes, periglacial slope processes were dominant.

Palabras clave: Pequeña Edad del Hielo, libros de época, Sierra Nevada, procesos morfogénicos periglaciares.
Key words*: Litle Ice Age, historical books, Sierra Nevada, periglacial processes.*

INTRODUCCIÓN

La Pequeña Edad del Hielo (PEH) en las montañas españolas ha dejado huellas geomorfológicas significativas en los paisajes de cumbres (González Trueba et al., 2008). Por lo que respecta a Sierra Nevada, su conocimiento es reciente y ha venido a perfilarse gracias a las descripciones que en libros de viajes hicieron viajeros ilustrados y románticos durante el periodo 1639-1908. Su contenido suministra datos de interés relativos al medio natural así como a las condiciones ambientales reinantes (clima, relieve, cubierta vegetal, procesos morfogénicos, etc.). Los datos que ofrecen estas descripciones, cuando proceden de eruditos y científicos, como ocurre a partir de mediados del siglo XIX, han permitido precisar conocimientos que ya teníamos de la actividad periglaciar de la Sierra durante la PEH, obtenidos del análisis de registros naturales (palinología, sedimentología, geobotánica, geomorfología, etc.) (Esteban Amat, 1995; Gómez Ortiz et al., 1996, Oliva, 2009).

El objeto principal de este trabajo es interpretar la información de los libros de viajeros y científicos referidos, así como evaluar su grado de bondad en el alcance geográfico y geomorfológico de los procesos fríos periglaciares y formas de relieve asociadas en Sierra Nevada durante la PEH.

MATERIALES DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

La fuente de información básica ha sido la documentación escrita y gráfica de época (ediciones originales, reediciones *facsímil*, compilaciones, transcripciones y traducciones de versiones originales, -periodo 1639/1908-). Tras ser seleccionado y analizado su contenido se almacenó en base de datos informatizada. También ocupó lugar relevante el trabajo de campo, en particular la inspección y reconocimiento de determinados itinerarios y trayectos descritos en las obras consultadas. Los resultados obtenidos de estas dos fuentes de información se relacionaron con los conocimientos ya asumidos, lo que permitió su integración y mejor interpretación. El resultado, desde este enfoque *multi-proxy,* ha supuesto ampliar datos y precisar más en el tiempo el alcance geomorfológico de los ambientes periglaciares de la PEH en el paisaje de cumbres de Sierra Nevada.

AREA GEOGRÁFICA DE ESTUDIO

La zona de estudio preferente coincide en el tramo occidental de la Sierra, a partir del puerto de Trevélez (2801 m). La franja altitudinal incluye desde los 2400 m. hasta los cordales cimeros, por encima de los 3000 m (picachos del Mulhacén (3479 m, Veleta, 3398 m, Tozal del Cartujo, 3152 m.) Fig. 1).

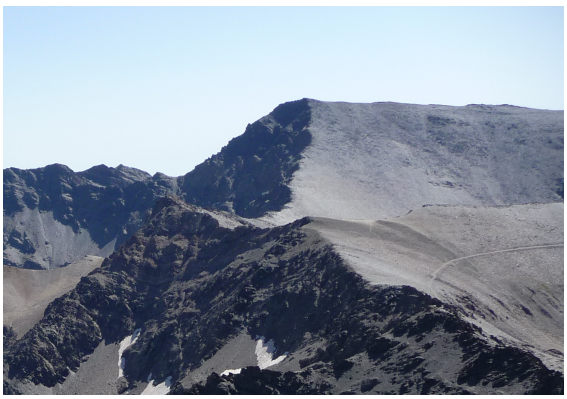


Fig. 1: Cordales cimeros (Mulhacén, 3479 m).

Sierra Nevada es un macizo alpino armado en sus cumbres por series metamórficas de las unidades internas de las cordilleras Béticas, sobre todo micasquistos muy tectonizados en los que se ha labrado la acción glaciar y periglaciar cuaternaria, muy visible en cabeceras de barrancos y altos tramos de valles. La máxima expansión de los hielos debió desarrollase antes del Ultimo Máximo Glaciar (LGM), 30-32 ka (Gómez Ortiz et al., 2012). En la actualidad, el tramo altitudinal que interesa está inmerso en los pisos bioclimáticos oro y crioromediteráneo colonizados por vegetales xéricos

en disposición abierta (p.e. *Juniperus communis*, *Cytisus oromediterraneus*; *Festuca clementei*, *F. indigesta* (Molero Mesa et al., 1992). Las condiciones climáticas imperantes son propias de una montaña mediterránea fría y semiárida. Las medias anuales a 2500 m ofrecen 4,6ºC y 0,3ºC a 3400 m.. La precipitación se fija en torno a 710 mm anuales a los 2500 m. En zona de cumbres la nieve aparece a mediados de noviembre y perdura hasta mediados de julio, aunque en sectores somitales favorables puede mantenerse hasta finales del verano (Salvador Franch et al., 2011). Estas condiciones ambientales generan predominancia de procesos morfogénicos crionivales, muy eficaces por encima de los 2650 m.

RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

El análisis e interpretación de la documentación seleccionada, en más de 25 títulos, (p.e. Fig. 2), ha permitido integrar nuevos datos y saberes al significado geomorfológico de la PEH en Sierra Nevada y mayor precisión de los conocimientos ya asumidos (Gómez Ortiz et al., 2009). Este progreso se sintetiza en las siguientes ideas clave:

Fig. 2: Cubierta de algunas obras de época analizadas. "Historia eclesiástica de Granada" (Bermúdez de Pedraza, (1639) y "Cielo y suelo granadino" (Fernández Navarrete, 1732).

Nieve, hielo, frío y viento una constante en las descripciones de los libros de época.

Desde los relatos árabes del siglo XII hasta entrado el siglo XX la nieve es el elemento más repetido en las descripciones que se hace del paisaje de Sierra Nevada. Un relato de 1137 de Muhammad b. Abi Baku al-Zuhri lo indica así: *"Esta montaña es una de las maravillas del mundo porque no se ve limpia de nieve en invierno ni en verano. Allí se encuentra nieve de muchos años que ennegrecida y solidificada parece piedra, pero cuando se rompe se halla en su interior nieve blanca. En la cumbre de esta montaña las plantas no crecen (...)"* (citado en Torres Palomo, 1967-68: 68). Siglos después, en 1752, Pedro Murillo Velarde, al respecto se expresa de esta forma: *"Allí hizo la naturaleza* (se refiere el autor al Corral del Veleta) *un pozo perpetuo, de donde se provee todo el año de nieve no sólo una ciudad tan populosa* (alude a Granada), *sino que se lleva de allí a otras partes de Andalucía, sin que haya miedo que jamás se acabe ..."* (Murillo Velarde, 1752: 88). Junto a la nieve, también el frío, el hielo y el viento son repetitivos en las descripciones. Refiriéndose al viento Rojas Clemente en 1804 (Rojas Clemente, 2002), señala: *"(...) todas las cumbres de Sierra Nevada están peladas no porque deje de caer en ellas la nieve, sino porque la arrojan de ellas los vientos fuertes a que están expuestas, así muy cerca de ellas, como a 100 varas o menos más abajo, ya se hallan grandísimos ventisqueros perpetuos (...) lo que apoyo en la observación de las plantas"* (Rojas Clemente, 2002, p. 951).

Existencia de un tramo altitudinal de cumbres con predominio de ambientes periglaciares.

La información que aportan las observaciones de Rojas Clemente en 1804 y Boissier (1839) sobre Sierra Nevada en lo relativo a la distribución de las plantas en altura y manto nival, así como informaciones similares de otros autores, permiten proponer un tramo altitudinal de montaña en torno a los 1000 m bajo condiciones ambientales frías durante la primera mitad del siglo XIX, frente a los algo más de 800 m que hoy ocupa. Nuestra propuesta se basa en datos nivológicos y biogeográficos de ambos autores (aparición y permanencia de la nieve en el suelo y tipo de cubierta vegetal): Indica Boissier: *"Esta región (se refiere a la nevosa) comprende todas las partes superiores de Sierra Nevada a partir de los 8000 pies (...). Desde final de septiembre, toda la región se cubre de una nieve nueva, que sólo desaparecerá parcialmente a partir de junio, y la cubre pues completamente durante ocho meses"* (1839: 466-467). Por su parte Rojas Clemente (2002) fija a partir de las 2900 varas sus equiparables regiones frigidísima y glacial en la Sierra (Fig. 3).

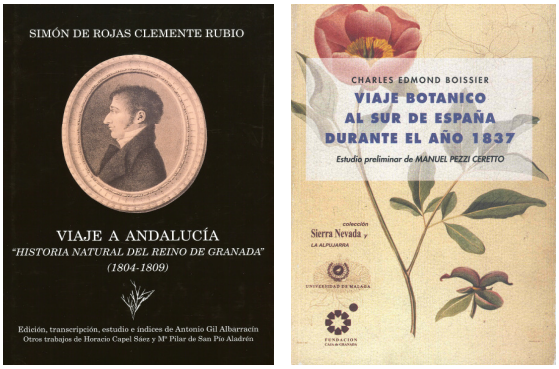
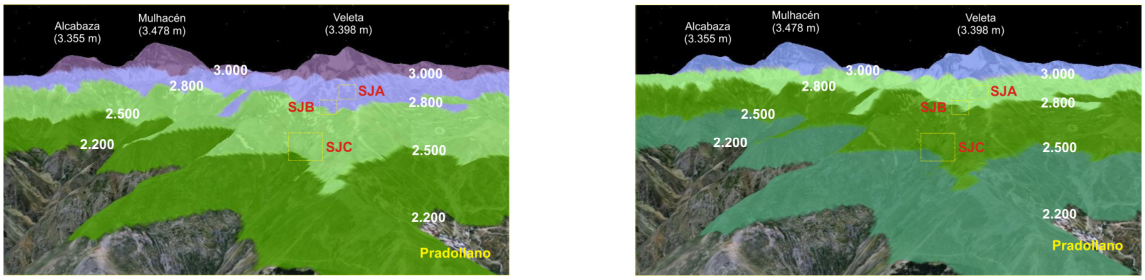


Fig. 3: Cubierta de la "Historia Natural del Reino de Granada" (Rojas Clemente (2002) y del " Viaje botánico al sur de España durante el año 1837" (Boissier, 1839)

Si tenemos en cuenta estos datos altimétricos y lo que significarían climáticamente, resultaría acertado admitir que, a partir de los 8000 pies o 2900 varas, (que podrían traducirse en torno a 2450 m como referencia aproximada), comenzaría en Sierra Nevada el predominio de los procesos morfogénicos fríos (combinación de frío, hielo en el suelo, nieve y viento), fijándose en esa cota el límite inferior de la morfodinámica periglaciar en la Sierra. Muy de acorde con ello también hay otro dato de interés y es la presencia a esas cotas de neveros que serían motivo de explotación y comercio. En tal sentido una publicación de Titos Martínez (2014) viene a indicar que: *"a la base de dicho Peñón detrás del cual, en su cara norte, se hallan los primeros ventisqueros de nieve que se podrían conservar hasta finales del mes de junio (....) Es posible que ahí hicieran los neveros su acopio de nieve en los meses finales de primavera ..."* (Titos Martínez, 2014: 213). El Peñón al que se alude es el primer peñón de San Francisco,

cuya base se encuentra por debajo de los 2500 m. En altura, este tramo periglacial con desnivel en torno a 1000 m y con temperatura media anual previsible de 1,2.ºC más baja que la actual, aglutinaría dos ambientes morfogénicos diferenciados por la predominancia de unos u otros procesos y formas de modelado asociadas. Un ambiente superior, cubriendo altiplanicies cimeras y cabeceras de barrancos, donde destacarían la persistencia de pequeños focos glaciares, nichos glacionivales y ventisqueros permanentes, ante todo en orientación norte como el caso del Alhorí, como señaló Rojas Clemente en 1804: "*Desde lo alto de este puerto* (alude al de Maitena) *veíamos a nuestra izquierda y muy inmediato el gran ventisquero eterno que llaman el Alholí"* (Rojas Clemente, 2002, p. 687). Otro ambiente a menor altitud, posiblemente entre los 2800 m y 2400 m, dominando laderas, en el que los procesos de solifluxión, crio-reptación y neveros de fusión tardía serían generalizados. Y en cuanto al binomio procesos-formas del conjunto del tramo resultaría diferenciado, como se indica (Fig. 4):

a) Mantenimiento de focos glaciares y nichos glacionivales en antiguos circos cuaternarios. Y ventisqueros perpetuos y *permafrost* en aquellos puntos y cumbres sometidos a sobrealimentación nival.
b) La gelifracción, afectando a resaltes rocosos y asociados a ellos la formación de canchales, conos o taludes de piedras, coladas y lenguas de bloques.
c) El binomio gelifracción-deslizamiento de clastos sobre nieve o hielo, conformando morrenas de nevero *(protalus rampart)*.
d) La gelifluxión, incidiendo, mayoritariamente, en suelos desnudos o débilmente vegetalizados por festucas, construyendo terracitas o mantos detríticos de frente lobulado.
e) La geliturbación y crioreptación, generando figuras geométricas flotantes en superficies aplanadas desprovistas de vegetación.
f) La solifluxión y geliturbación en parajes mal drenados y dominados por vegetación hidrófila, como en los "borreguiles", generando secuencias de lóbulos y lenguas solifluidales.



Rango alturas (m)	Ambientes morfogenéticos
> 3.000	Pequeños focos glaciares y nichos glacio-nivales. Permafrost discontinuo. Glaciares rocosos.
2.800-3.000	Presencia de ventisqueros permanentes. Permafrost discontinuo.
2.500-2.800	Presencia de neveros de fusión tardía.
2.200-2.500	Procesos periglaciares generalizados (solifluxión).

Rango alturas (m)	Ambientes morfogenéticos
> 3.000	Hielos glaciares relictos. Permafrost puntual. Morrenas de nevero.
2.800-3.000	Presencia puntual de ventisqueros y neveros de fusión tardía.
2.500-2.800	Procesos periglaciares generalizados (solifluction).
2.200-2.500	Procesos periglaciares puntuales.

Fig. 4: Ambientes morfogenéticos periglaciares en Sierra Nevada durante la PEH (izquierda) y actualidad (derecha).

Inclusión de focos glaciares en antiguos circos. El caso particular del Corral del Veleta.

Sin duda, los registros geomorfológicos más singulares durante la PHE en Sierra Nevada fueron los pequeños focos glaciares y depresiones glacionivales recluidos en antiguos circos glaciares y que alguno llegó a perdurar hasta mediados del siglo XX. Todos instalados en vertiente norte, en zonas de cumbres máximas del espacio periglaciar. De su existencia se tiene noticia escrita desde que Antonio Ponz lo hiciera en su viaje a Sierra Nevada en 1754.
Refiriéndose Ponz de manera particular al foco del Corral del Veleta, el más extenso y duradero en el tiempo, resalta: *"… el propincuo llamado Corral del Veleta, nombre ajustado a sus proporciones, por ser una profundidad ancha y cerrada de tajos muy peynados sin entrada por parte alguna, caxon ambicioso de nieve, que se cree guarda la primera que cayó después del Diluvio, reducida a piedra, pues estando abierto hacia el Norte, aquí es yelo lo que es nieve en otros lugares ..."* (Ponz, 1797 (28): 110) (Fig. 5).

En sentido similar, sobre este mismo caso, décadas después, Tomás López y Vargas Machuca insiste en su "Diccionario Geográfico e Histórico", publicado a partir de 1776. Y lo hace así: *"... un corral de grande profundidad* (se refiere al Corral del Veleta), *con un depósito de nieve que se puede regular desde que años, ni para cuantos hay allí, porque la expresada nieve está ya petrificada o cristalizada la más"* (citado en Titos Martínez, 1997: 63).

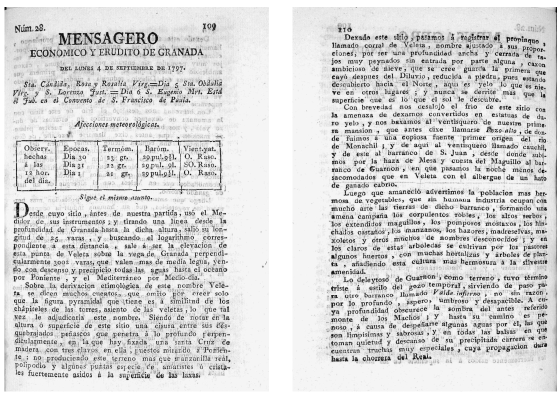

Núm. 28. MENSAGERO ECONÓMICO Y ERUDITO DE GRANADA. 109
DEL LUNES 4 DE SEPTIEMBRE DE 1797.

Fig. 5: Reproducción original del texto de Ponz relativo al Corral del Veleta publicado en el "Mensagero económico y erudito de Granada" (1797 (28): 109-110)

La certificación de hielos glaciares como "nieves petrificadas" o "reducidas a piedra" se hizo en 1839 por primera vez. Fue el botánico suizo Edmon Boissier, ya citado, y conocedor de los glaciares alpinos. Al recorrer el Corral del Veleta ofrece datos geomorfológicos de primer orden de sus hielos: "*Tiene la peculiaridad de ser el único en toda la Sierra y el más meridional de Europa: debe su formación a su posición, en el fondo de un circo abrigado y dominado en todas partes por las altas cumbres donde las tormentas barren la nieve en invierno (…) presenta en miniatura todos los caracteres de los glaciares alpinos, hendiduras, hielo impuro morrenas fangosas…"* (Boissier 1995: 290). La distribución de estos focos glaciares en Sierra Nevada debió dominar prioritariamente la fachada norte, el tramo de cumbres instalado entre la Alcazaba-Veleta, principalmente, el más favorecido por los flujos húmedos del Atlántico, como se desprende de la información de Pascual Madoz: *"Los parages que en estas dos elevadas montañas Mulhacén y Veleta, y en sus inmediaciones, se hallan cubiertos de perpetuas y endurecidas nieves"* (Madoz, 1849, tomo XIV: 384). Así debió suceder teniendo en cuenta las morfologías que hoy caracterizan a las cabeceras de barrancos inscritas en el referido tramo (Dílar, Guarnón, Valdeinfierno y Valdecasillas). Respecto a este último hay que resaltar la Hoya del Mulhacén, donde quedó encerrado otro pequeño foco glaciar a juzgar por los datos que los sedimentos de la laguna de la Mosca y dataciones de ^{14}C han aportado, en particular durante la Pequeña Edad del Hielo, entre 510-240 BP (Oliva y Gómez Ortiz, 2012).

La existencia de hielos glaciares en el Corral del Veleta, en la cabecera del barranco del Guarnón (3200 m), continuó atrayendo la atención de los investigadores hasta mediados del siglo XX, cuando aún restos de ellos eran visibles (García Sainz, 1947). A partir de entonces los hielos glaciares se fueron enmascarando sucesivamente bajo mantos de rocas procedentes del derrumbe de las paredes del circo y su evolución se ha definido por su lenta y progresiva degradación (Gómez Ortiz et al., 2014). La información más sustancial referida al tiempo que ahora interesa, segunda mitad del siglo XIX, se recoge en Schimper, 1849; Hellmann, 1881; Willkomm, 1882; Rute,1889; Bide, 1889; Quelle, 1908; etc (Fig. 6).

Fig. 6: Panorámica del Corral del Veleta (Bide, 1889).

De estos autores interesan ahora Schimper y Quelle, que interpretan el foco glaciar del Corral del Veleta como reducto geomorfológico excepcional pero no representativo de la existencia de un nivel de nieves permanentes en Sierra Nevada, que niegan. Al respecto señala Schimper: *"Aunque Mulhacén y Veleta tengan una altitud cercana a los 3665 m estas dos montañas no alcanzan la línea de nieves eternas"* (Schimper,1849: 191). Y por su parte Quelle afirma: *"El glaciar del Veleta debe su existencia única y exclusivamente al hecho de que está orientado hacia el norte al abrigo de sus altas paredes. El borde inferior del glaciar (...) yo mismo lo establecí en 2835 m (...) está claro que no podemos utilizar el glaciar del Veleta para determinar el límite climático de las nieves perpetuas"* (Quelle, 1908: 12-13).

CONCLUSIONES

El contenido de las obras de época consultadas ha mostrado su bondad como fuente de conocimiento complementaria para la mejor explicación de la Pequeña Edad del Hielo en Sierra Nevada. Ha permitido, sobre todo, precisar, ampliar y situar en el tiempo acontecimientos geomorfológicos y botánicos. Esta información muestra interés particular a partir del siglo XVIII y más entrado el XIX, que es cuando se consolidan las Ciencias Naturales (Geología y Botánica, en particular).

Durante la Pequeña Edad del Hielo se desarrolló en Sierra Nevada un régimen periglaciar de montaña que cubrió un tramo altitudinal superior al actual, 1000 m frente a 800 m, fijando su límite inferior en los 2450 m, ante los 2650 que hoy presenta. Lo más relevante de ello fue la inclusión en cumbres de pequeños focos glaciares arrinconados en las cabeceras de los barrancos así como nichos glacionivales. También la presencia de ventisqueros permanentes y bolsas de *permafrost* discontinuo. En la actualidad no hay rastro de todo ello, sólo permanecen en el Corral del Veleta restos de hielo glaciar en proceso de degradación bajo mantos de bloques.

Agradecimientos:
Al proyecto de investigación CSO2012-30681 del Ministerio de Economía y Competitividad (Gobierno de España). Este trabajo se incluye en las actividades del grupo de investigación consolidado *Paisatge i paleoambients a la muntanya mediterrània* (2014SGR373. Generalitat de Catalunya).

Referencias bibliográficas:

Bide, F. (1889). Deuxième excursion dans la Sierra Nevada. *Annuaire du Club Alpin Français*, XX, 276-305.

Boissier, E. (1839). *Voyage botanique dans le midi de l´Espagne pendant l´année 1837.* Versión castellana en C.E. Boissier «Viaje botánico al sur de España durante el año 1837». Fundación Caja de Granada y Universidad de Málaga. Granada, 1995.

Esteban Amat, A. (1995). *Evolución del paisaje postglacial en la montaña mediterránea occidental. Ejemplos del Pirineo Oriental y Sierra Nevada.* Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. Barcelona.

García Sainz, L. (1947). *El clima de la España cuaternaria y los factores de su formación.* Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Valencia.

Gómez Ortiz, A.; Schulte, L., Salvador Franch, F. (1996). Contribución al conocimiento de la deglaciación reciente y morfología asociada del Corral del Veleta (Sierra Nevada). *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*, 21, 543-558.

Gómez Ortiz, A.; Oliva M., Salvador Franch, F. (2009). Registros naturales y documentación histórica relativos a la Pequeña Edad del Hielo en las cumbres de Sierra

Nevada. In *El sector central de las Béticas*. Editorial Universidad de Granada. Granada, 245-259.
Gómez Ortiz, A.; Palacios, D.; Palade, B.; Vazquez Selem, L., Salvador Franch, F. (2012). The deglatation of the Sierra Nevada. *Geomorphology,* 159-160, 93-105.
Gómez-Ortiz, A.; Oliva, M.; Salvador, F.; Salvà, M.; Palacios, D.; Sanjosé, J.J.; Tanarro, L.M.; Galindo-Zaldívar, J., Sanz de Galdeano, C. (2014). Degradation of buried ice and permafrost in the Veleta cirque (Sierra Nevada, Spain) from 2006-2013. *Solid Earth*, 5, 979-993.
González Trueba, J.J.; Serrano Cañadas, E., Martínez de Pisón, E. (2008). Little Ice Age glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene* 18 (4), 551-568.
Hellmann, G. (1881). Der südlichste Gletscher Europa´s. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde*, 16, 362-367.
Madoz, P. (1849). *Diccionario geográfico-estadístico-histórico de España y sus posesiones de ultramar.* Tomo XIV (voz Sierra Nevada), pp. 379-386. Edición facsimil, volumen de Granada. Editoriales Andaluzas Unidas-Ámbito. Valladolid, 1987.
Molero Mesa, J., Pérez Raya (ed.) (1992). *Parque Natural de Sierra Nevada.* Rueda. Madrid.
Murillo Velarde, P. (1752). *Geographia de Andalucía*. Versión editada en Biblioteca de la Cultura Andaluza. Sevilla, 1988.
Oliva, M. (2009). *Reconstrucció paleoambiental holocena de Sierra Nevada a partir de registres sedimentaris*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. Barcelona.
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.
Ponz, A. (1797). Relación del viaje que desde Granada hizo á Sierra Nevada D. Antonio Ponz a influxo del Excmo. Sr. Marqués de la Ensenada. *Mensagero económico y erudito de Granada.* V. 25-30. Granada.
Quelle, O. (1908). *Beiträge zur Kenntnis der spanischen Sierra Nevada.* Friedrich Wilhelms. Universität zu Berlin. Berlin.
Rojas Clemente y Rubio, S. (2002). *Viaje a Andalucía. Historia Natural del Reino de Granada (1804-1809)*. Transcripción, edición, estudio e índices de Antonio Gil Albarracín. G.B.G. Editora. Barcelona.
Rute, L. (1889). *La Sierra Nevada*. Nouvelle Revue Internationale. Imprimerie Charaire et fils. Paris.
Salvador-Franch, F., Gómez-Ortiz, A., Salvà, M., Palacios, D. (2011). Caracterización térmica de la capa activa de un glaciar rocoso en medio periglaciar de alta montaña Mediterránea. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37 (2), 25-48.
Schimper, W.P. (1849). Sur la geologie, la botanique et la zoologie du midi de l´Espagne. *L´Institut. Journal Universel des Sciences,* 806, 189-192.
Titos Martínez, M. (1997). *Sierra Nevada una gran historia.* V. 1. Universidad de Granada-Cetursa. Granada.
Titos Martínez, M. (2014). *Los neveros de Sierra Nevada. Historia, Industria y Tradición*. Organismo Autónomo Parques Nacionales. Madrid.
Torres Palomo, M.P. (1967-1968). Sierra Nevada en los escritos árabes. *Miscelánea de Estudios Árabes y Hebraicos,* V. XVI-XVII, 57-88.
Willkomm, M. (1882). *Aus den hochgebirgen von Granada*. Versión castellana M. Willkomm «Las sierras de Granada». Caja General de Ahorros de Granada y Sierra Nevada 95. Granada, 1995.

DEGRADACIÓN DEL PERMAFROST DURANTE EL HOLOCENO SUPERIOR EN UN SISTEMA PARAGLACIAL (PUNTA ELEFANTE, ANTÁRTIDA)

M. Oliva [(1)], J. Ruiz-Fernández [(2)]

(1) Instituto de Geografia e Ordenamento do Território – Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa. oliva_marc@yahoo.com
(2) Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo

Abstract (Late Holocene permafrost degradation in a paraglacial system (Elephant Point, Antarctica)): *Elephant Point is an ice-free area in the SW corner of Livingston Island, Antarctica. The moraine complex located in this area shows several ridges, which are related to different phases of glacier advance and retreat during the Late Holocene. The accelerated retreat recorded in the northern tip of the Antarctic Peninsula over the last decades has cleared of ice the northern slope of the moraine and a flat proglacial environment. In these areas permafrost degradation is undergoing, particularly in the moraine slope where slumps, landslides and solifluction transfer a large amount of sediments down-slope. Permafrost is being degraded as it becomes exposed at surface. The degradation of permafrost is therefore a response to paraglacial conditions in this maritime permafrost environment.*

Palabras clave: Antártida Marítima, deglaciación, permafrost, movimientos en masa.
Key words*: Maritime Antarctic, deglaciation, permafrost, mass movements.*

INTRODUCCIÓN

La deglaciación de los enclaves libres de hielo en las islas Shetland del Sur (Antártida Marítima) es un proceso que empezó durante el Holoceno superior y continua hasta nuestros días (Ingólfsson et al., 1998, 2003; Ó Cofaigh et al., 2014). Para el extremo occidental de la isla Livingston, donde se encuentra la península de Byers, el área libre de hielo de mayores dimensiones de este archipiélago, los sedimentos lacustres sugieren que la retirada del glaciar Rotch empezó en el extremo oeste de la península durante el Holoceno inferior y continuó hacia el este de Byers durante el Holoceno medio y superior (Toro *et al*., 2013, Oliva *et al*., 2014).

La morrena que cierra actualmente el frente glaciar Rotch muestra un notable espesor tanto en la península Byers como en las áreas adyacentes, como acontece en la cercana península libre de hielo de Punta Elefante. Esta morrena está constituida por una serie de arcos morrénicos yuxtapuestos. Según la datación por OSL de la base del lago Domo, que se encuentra a escasos 300 m del frente glaciar actual, este sector permaneció libre de hielo durante los últimos 2,26 ± 0,7 ka (Oliva *et al*., en revisión). Ello sugiere que los avances del glaciar durante el Holoceno superior no alcanzaron el lago. Así, los numerosos arcos morrénicos adosados son consecuencia de las pulsaciones de avance y retroceso acontecidos los últimos dos milenios.

No obstante, esta morrena está sujeta a la dinámica glaciar experimentada durante las últimas décadas como consecuencia del calentamiento registrado en el norte de la Península Antártica desde mediados de siglo XX (Turner *et al*., 2005; Steig *et al*., 2013). Los objetivos de esta comunicación son:

- Analizar el comportamiento geomorfológico reciente observado en la morrena de la Punta Elefante.
- Caracterizar su evolución en el marco de las fluctuaciones climáticas registradas en el área durante el Holoceno superior.

SITUACIÓN

Punta Elefante es una pequeña área libre de hielo de 1.16 km^2 en el SW de la isla Livingston (Fig. 1). Esta península está delimitada en el norte por el frente glaciar del domo Rotch y por el mar en el resto de flancos. El relieve de la península muestra cuatro áreas diferenciadas: una área proglaciar de relieve relativamente plano, una morrena constituida por dos arcos principales paralelos de oeste a este de la península, una serie de plataformas rocosas litorales y una secuencia de cinco niveles de terrazas marinas levantadas a alturas de 2 a 10 m s.n.m. que enlazan con la playa actual (Fig. 2).

Las temperaturas medias anuales en la vecina península de Byers muestran valores de -1 a -2ºC con precipitaciones anuales de 500 a 800 mm (Bañón *et al*., 2013). La vegetación es escasa, con presencia de musgos y de dos especies de plantas vasculares (*Deschampsia antarctica* y *Colobanthus quitensis*) principalmente en las zonas litorales, así como de líquenes en las plataformas elevadas.

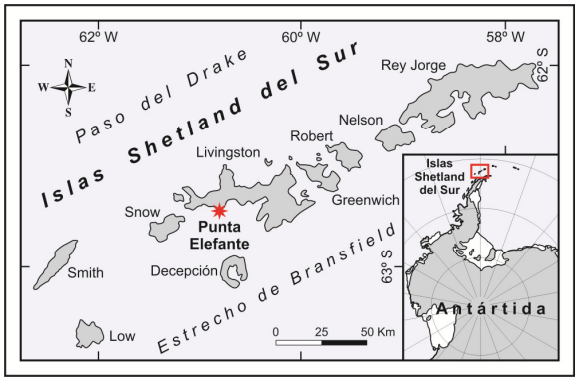


Fig. 1: Localización de Punta Elefante en las Islas Shetland del Sur.

METODOLOGÍA

Durante la campaña de trabajo de campo de enero de 2014 se realizó la cartografía geomorfológica de

la Península Elefante usando como base las imágenes de satélite de Google Earth.

La existencia de imágenes áreas de un vuelo efectuado en fecha 25-2-1956 por el U.S. Geological Survey, y su comparación con la imagen satelital de Google Earth de 2011, ha permitido cuantificar el área deglaciada entre esas fechas.

RESULTADOS

En 1956 la vertiente septentrional de la morrena yacía en contacto con el glaciar Rotch. Hoy en día el domo glaciar pierde espesor suavemente en el norte de la península, desconectado físicamente de la morrena y formando dos áreas planas en los extremos oeste y este de Punta Elefante (Fig. 2).

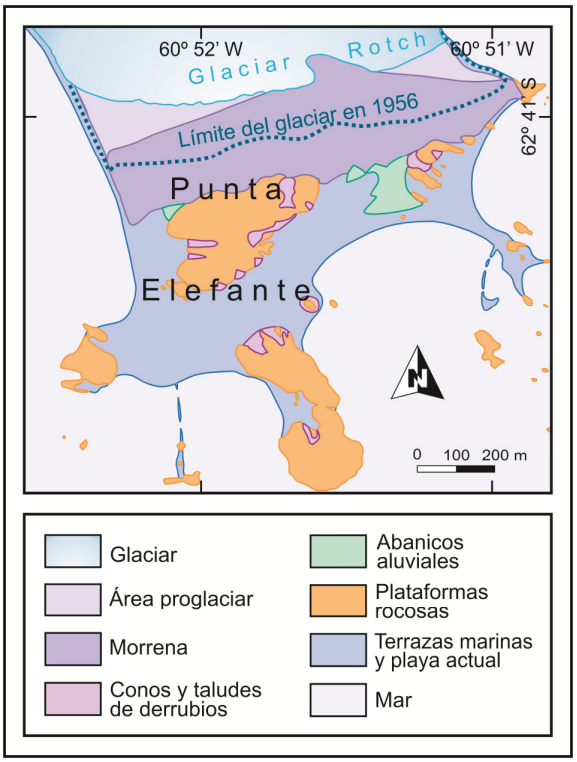


Fig. 2. Unidades geomorfológicas diferencias en Punta Elefante.

En estas áreas proglaciares recientemente deglaciadas se distribuyen numerosos *kettle lakes* (Fig. 3). La red fluvial que recoge las aguas de fusión glacio-nivales transporta sedimentos en el contacto entre el glaciar y la zona deglaciada, lo que ha favorecido la formación de conos aluviales en ambos extremos.

La morrena muestra unos procesos geomorfológicos disimétricos entre la vertiente norte y la sur. Desde el arco morrénico más interno que se eleva a alturas de 50 a 55 m., la vertiente norte de la morrena muestra una amplia variedad de procesos periglaciares de vertiente muy activos. La poca estabilidad de los sedimentos, con abundante presencia de finos, es clave para explicar un dinamismo muy acentuado por medio de *slumps*, deslizamientos y solifluxión (Fig. 4). Hasta un 11,1% de la superficie de las vertientes de la morrena está afectada por este tipo de movimientos en masa (Tabla 1). Los *slumps* dejan al descubierto la existencia de permafrost, evidenciando como la morrena contiene una amalgama de sedimentos heterométricos insertos en una matriz rica en hielo. La incidencia directa de la radiación solar, junto con la fusión nival, tiende a descongelar la capa activa del permafrost, favoreciendo la actividad de los *slumps*.

Fig. 3. Kettle lakes en el sector occidental del área proglaciar de Punta Elefante vistos desde el arco más interno de la morrena. Al fondo se observa el perfil convexo del glaciar de domo Rotch, con su frente biselado en el contacto con el área proglaciar y escarpado en el área de actuación del oleaje.

Por el contrario, la vertiente meridional de la morrena muestra una mayor estabilidad de los sedimentos. Al contrario que en la vertiente norte, la sur está constituida por material grueso, sin apenas finos. El área muestra una mayor estabilidad geomórfica, siendo los flujos de derrubios que arrancan de las áreas bien surtidas en aguas al pie de los neveros permanentes y estacionales los movimientos en masa de mayor entidad. Su coalescencia y recurrencia a lo largo del tiempo ha llegado a formar un abanico aluvial al pie de la vertiente meridional de la morrena (Fig. 2).

Tabla 1. Superficie ocupada por los movimientos en masa en la morrena.

Movimientos en masa	Vertiente morrena	Superficie (m^2)	Superficie morrena (%)
Slumps	N	14,839	5.6
	S	1,343	0.5
	W	9,333	3.5
	Total	25,515	9.6
Deslizamientos	N	1,979	0.8
	S	1,438	0.5
	Total	3,417	1.3
Flujos de derrubios	S / Total	537	0.2
Total	N	16,818	6.3
	S	3,318	1.3
	W	9,333	3.5
	Total	**29,469**	**11.1**

DISCUSIÓN

El extremo norte de la Península Antártica se cuenta entre las regiones del planeta que ha experimentado un calentamiento más significativo durante las últimas décadas. Este calentamiento tiene consecuencias directas sobre los ecosistemas terrestres de estas áreas, al tener gran incidencia en los procesos geomorfológicos dominantes.

Fig. 4: Slumps en la vertiente sur de la morrena.

La morrena que cierra el glaciar Rotch muestra una serie de arcos que permiten definirla como poligénica. La datación absoluta de un lago cerca de la morrena en la vecina península de Byers permite otorgar a estos arcos morrénicos una edad máxima anterior a los últimos 2,26 ± 0,7 ka (Oliva *et al*., en revisión). Ello sugiere una cierta estabilización del domo glaciar Rotch desde entonces, sin grandes avances durante el Holoceno superior.

La tendencia cálida registrada en amplios sectores de la Antártida Marítima durante las últimas décadas ha favorecido el retroceso glaciar, que en el caso de la Península Elefante ha expuesto el 16% de la superficie libre de hielo actualmente en esta península. Las áreas recientemente deglaciadas muestran evidencias visuales e indirectas (colapsos, deformaciones, *kettle lakes*) de la presencia de permafrost rico en hielo. El hecho de que la zona se haya liberado de hielo durante los últimos 60 años sugiere que el permafrost ya pre-existía a la exposición de estos ambientes, es decir, que el glaciar Rotch es de base fría (Oliva y Ruiz-Fernández, 2015). Este hecho ha debido de tener implicaciones geomórficas muy importantes en las fases de contracción glaciar durante el Holoceno superior, favoreciendo, como sucede hoy, los movimientos en masa.

En efecto, la fase paraglaciar en la que se encuentra actualmente la vertiente norte de la morrena y el área plana proglaciar debe de ser un proceso recurrente durante los periodos de retroceso glaciar durante el Holoceno superior, favoreciendo una actividad muy intensa de la dinámica de vertientes. En este sector los sedimentos no consolidados con abundante presencia de partículas de grano fino son fácilmente evacuados por los movimientos en masa, principalmente los flujos saturados de agua y sedimentos (*slumps*). Esto, a su vez, expone en superficie el permafrost. El color oscuro de los sedimentos, asociado a la fusión nival que proporciona agua líquida, intensifica la degradación y removilización de la capa activa del permafrost expuesta en superficie. Esta degradación y removilización se ve particularmente intensificada en los meses de verano durante eventos de lluvia.

Un 9,9% de la vertiente norte de la morrena está afectada por movimientos en masa, mientras que en la vertiente sur la superficie sólo llega al 1,2% del total. En este sector, más alejado del frente glaciar, la fase paraglaciar más intensa ya aconteció hace tiempo. Esto se traduce en poca presencia de finos, que ya han sido lavados, por lo que los movimientos en masa vinculados a la presencia de finos son menos abundantes. Destacan en este sector los debris flows, que llegan a formar un abanico aluvial en contacto con las terrazas marinas más elevadas.

Los datos presentados atestiguan, por vez primera en la Antártida, la importancia de la fase paraglaciar en la removilización de los sedimentos no consolidados y el rol que ejerce la presencia de permafrost para reactivar la dinámica de vertientes en estos sectores de la Antártida marítima.

CONCLUSIONES

Punta Elefante constituye un laboratorio natural donde los efectos del incremento de temperaturas observado las últimas décadas permiten interpretar el comportamiento geomorfológico en escenarios pasados y futuros. Entender la dinámica de estos ecosistemas terrestres puede ser fundamental a la hora de interpretar los registros sedimentarios pasados. Y para un futuro, donde los escenarios climáticos apuntan a una intensificación del calentamiento observado las últimas décadas en la Antártida Marítima (IPCC, 2014), entender los procesos que acontecen hoy en Punta Elefante puede servir para proyectar qué tipo de procesos pueden dominar en muchos ambientes susceptibles de ser deglaciados en un futuro cercano.

El rápido retroceso glaciar experimentado desde 1956 en Punta Elefante ha hecho aparecer un 16% de nuevas tierras libres de hielo en esta península. Los nuevos ambientes muestran permafrost en el subsuelo, lo que favorece su rápida degradación e inestabilidad, particularmente en las áreas de mayor pendiente. Éste es el caso de la vertiente norte de la morrena, que está siendo afectada por un rápido desmantelamiento de su estructura sedimentaria superficial. Esta respuesta geomorfológica es característica de ambientes en fase paraglaciar, lo que prácticamente no acontece en la vertiente meridional de la morrena, deglaciada ya hace tiempo. La intensidad y magnitud futura de este proceso en Punta Elefante dependerá de las condiciones climáticas futuras.

Agradecimientos: Esta investigación ha sido financiado por el HOLOANTAR - Holocene environmental change in the Maritime Antarctic. Interactions between permafrost and the lacustrine environment y el Programa Polar Portugués, ambos financiados por la Fundação para a Ciência e a Tecnologia de Portugal. El primer autor agradece el patrocinio de sus actividades de investigación por la AXA Research Fund.

Referencias bibliográficas

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.

Ingólfsson, O., Hjort, C., Berkman, P.A., Björck, S., Colhoun, E., Goodwin, I.D., Hall, B.L., Hirakawa, K., Melles, M. y Prentice, M.L. (1998). Antarctic glacial

history since the Last Glacial Maximum: an overview of the record on land. *Antarctic Science*, 10 (3) 326-344.

IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change. 2014. World Meteorological Organization: Geneva.

Ó Cofaigh, C.; Davies, B.J.; Livingstone, S.J.; Smith, J.A.; Johnson, J.S.; Hocking, E.P. ; Hodgson, D.A.; Anderson, J.B.; Bentley, M.J.; Canals, M.; Domack, E.; Dowdeswell, J.A.; Evans, J.: Glasser, N.F.; Hillenbrand, C.D.; Larter, R.D.; Roberts, S.J. y Simms, A.R. (2014). Reconstruction of ice-sheet changes in the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 100 87-110.

Oliva, M.; Antoniades, D.; Giralt, S.; Granados, I.; Pla, S; Toro, M.; Sanjurjo, J., Liu, E.J. y Vieira, G. (en revisión). Chronology of the deglaciation of Byers Peninsula (Livingston Island, *South Shetland, Antarctica) based on lake sediments. The* Holocene.

Oliva, M. y Ruiz-Fernández, J. (2015). Coupling patterns between paraglacial and permafrost degradation responses in Antarctica. *Earth Surface Processes and Landforms*, DOI: 10.1002/esp.3716.

Steig EJ, Ding Q, White JWC, Kuttel M, Rupper SB, Neumann TA, Neff PD, Gallant AJE, Mayewski PA, Taylor KC, Hoffman G, Dixon D, Schoenemann SW, Markle BR, Fudge TJ, Schneider DP, Schauer AJ, Teel RP, Vaughn, BH, Burgener L, Williams J, Korotkikh E. 2013. Recent climate and ice-sheet changes in West Antarctica compared with the past 2,000 years. *Nature Geoscience,* 6 372-375.

Toro, M., Granados, I., Pla, S., Giralt, S., Antoniades, D., Galán, L., Martínez-Cortizas, A., Soo Lim, H. y Appleby, P.G. (2013). Chronostratigraphy of the sedimentary record of Limnopolar Lake, Byers Peninsula, Livingston Island, Antarctica. *Antarctic Science*, 25 (2) 198-212.

Turner J, Colwell SR, Marshall GJ, Lachlan-Cope TA, Carleton AM, Jones PD, Lagun V, Reid PA, Iagovkina S. 2005. Antarctic climate change during last 50 years. *International Journal of Climatology,* 25 279-294.

Sesión 06

Tectónica Cuaternaria, Vulcanismo y Paleosismicidad

ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN FRÁGIL EN LAS ISLAS DE TENERIFE Y LANZAROTE (ISLAS CANARIAS, ESPAÑA). RESULTADOS PRELIMINARES

M.A. Rodríguez-Pascua [(1)], N. Sánchez [(2)], R. Pérez-López [(1)], M.A. Perucha [(1)], I. Galindo [(2)], C. Romero [(3)]

(1) Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. SPAIN. ma.rodriguez@igme.es, r.perez@igme.es, ma.perucha@igme.es
(2) Instituto Geológico y Minero de España. Unidad Territorial de Canarias. SPAIN. n.sanchez@igme.es, i.galindo@igme.es
(3) Facultad de Geografía. Universidad de la Laguna. La Laguna. SPAIN. mcromero@ull.es

Abstract (Brittle strain analysis in Tenerife and Lanzarote islands (Canary Islands, Spain). Preliminary results): *One of the parameters that control the dynamics of a zone is the strain field. The studies of brittle strain in Canary Islands are scarce, for this reason this paper is focussed in the study of microfaults by means of fault population analysis in Tenerife and Lanzarote islands. After the fault analysis it is possible to observe two perpendicular strain fields in both islands. The NW-SE field is associated to the extension of the middle Atlantic dorsal, named Atlantic Field. The other strain field have a mean direction perpendicular to the Atlantic Field, named Local Field.*

Palabras clave: Análisis de la deformación frágil, análisis poblacional de fallas, campo de deformación, Islas Canarias.
Key words*: Brittle strain analysis, fault population analysis, strain field, Canary Islands.*

INTRODUCCIÓN

Uno de los parámetros que controla la geodinámica de un área es la orientación del campo de esfuerzos con respecto a las principales estructuras. Para poder establecer la orientación de los campos de deformación generados por los esfuerzos se pueden utilizar técnicas de "análisis poblacional de fallas" (APF) aplicadas al estudio de la microfracturación. El conocimiento de los tensores de deformación en una zona intraplaca es una herramienta necesaria para establecer qué fallas están orientadas preferentemente ante este campo de deformación y por tanto son susceptibles de ser activas. En el caso de las Islas Canarias tiene una aplicación directa al tectovolcanismo y las erupciones recientes. En este trabajo se presentan los resultados preliminares del APF realizado en las islas de Tenerife y Lanzarote, utilizando métodos geométrico-cinemáticos.

SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

Las islas de Tenerife y Lanzarote son islas volcánicas intraplaca ubicadas a unos 100 km del borde noroccidental africano (Fig. 1). Tras la fase inicial de *seamount* submarino, la evolución geológica de ambas islas está caracterizada por la formación de escudos volcánicos miocenos. Durante esta etapa, se construyen los edificios de Ajaches y Famara en Lanzarote (15.5-3.8 Ma) y los de Roque del Conde al sur, Teno al NW, y Anaga al NE, en Tenerife (11.6-3.6 Ma) (Ancochea et al., 1990, 1996). En el Plio-Pleistoceno y después de un periodo de calma eruptiva, la actividad continúa, en Lanzarote, con la formación de múltiples erupciones basálticas fisurales, con un máximo en el Pleistoceno Inferior (Ancochea et al., 1996). En Tenerife, el volcanismo fonolítico central que dio lugar a la formación de los conjuntos de Cañadas (profundamente afectado por procesos de colapso) y del Teide (que prolonga su actividad hasta tiempos históricos) coexiste con la actividad de las dorsales NW y NE, y con la formación de múltiples edificios monogenéticos basálticos distribuidos por toda la isla.

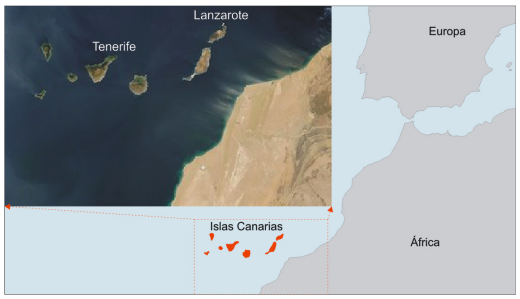


Fig. 1: Situación geográfica de las islas Canarias y las islas estudiadas en este trabajo: Tenerife y Lanzarote (archipiélago de Canarias).

ANTECEDENTES

Los trabajos sobre deformación frágil en Canarias quedan fundamentalmente ligados al estudio de diques (p.e. Stillman, 1987, Fernández et al., 2006). En general son escasos pudiendo citar, entre otros, los estudios de Fernández et al. (2002) en La Palma, Marinoni y Pasquarè (1994) en Lanzarote, y en Tenerife los trabajos de Galindo (2005), Llanes et al. (2003) en la parte sumergida del macizo de Anaga, o Marinoni y Gudmundsson (2000) que realizan un estudio de paleoesfuerzos en los Macizos antiguos de Anaga y Teno en el que además de diques utilizan fallas con estría. Estos autores ponen de manifiesto la necesidad de realizar este tipo de estudios en el archipiélago para tener una mejor comprensión de la estructura de las islas.

METODOLOGÍA

Mediante el análisis mecánico de fallas con estría se puede obtener el campo de deformación en un área o región geográfica. Los métodos de análisis poblacional de fallas utilizados en este trabajo son los siguientes:

· Método de los Diedros Rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977) (geométrico-cinemático).

· Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988; a partir del modelo de Reches y Dietrich, 1983).

El método base sobre el que se ha trabajado es el Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988), por su clara representación gráfica y por tratarse de un método directo. Esto permite separar subpoblaciones de fallas compatibles con diferentes direcciones de máximo acotamiento en la horizontal (D_{ey}). Se pueden deducir también los sentidos de movimiento en las fallas en las que no se hayan podido observar en el campo (De Vicente, 1988; Capote *et al*., 1991).

El Método de los Diedros Rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977), se ha utilizado en todas las estaciones y, especialmente, para determinar la orientación de direcciones de D_{ey} en subpoblaciones. Estas subpoblaciones se obtienen al dividir, por el Modelo de Deslizamiento, poblaciones de estaciones polifásicas. Según De Vicente y Simón Gómez (1991), el Modelo de Diedros Rectos, como está definido, no permite solucionar el problema de eliminar fallas pertenecientes a diferentes etapas de deformación. Por tanto, se ha utilizado en estaciones monofásicas, y en polifásicas separadas en subpoblaciones monofásicas.

Una vez realizado el análisis poblacional de fallas y calculado el tensor de deformación para cada estación de medida, se pasará a la elaboración de mapas de trayectorias de deformación para cada campo deducido. Para el cálculo de las trayectorias de deformación se ha utilizado el método de interpolación de tensores locales desarrollado por Lee y Angelier (1994) en su programa TRAJECT. Así, se ha podido determinar la evolución del campo de deformación regional que ha estructurado la zona durante el Mioceno superior-Cuaternario. De esta manera, se obtienen las características locales (estación a estación) y regionales del campo de esfuerzos al realizar la interpolación de los tensores locales. Estos métodos han sido ampliamente utilizados en diferentes áreas del mundo para el cálculo del tensor de deformación (González-Casado *et al*., 2000, Herraiz *et al*. 2000, Giner-Robles *et al*., 2003, 2009; Olaiz *et al*., 2009).

Para el APF es necesario contar con el par datos plano de falla – estría (Fig. 2), en la actualidad se

Fig. 2: Falla con estrías normal direccionales en materiales, en dique sienítico (San Miguel de Abona, Tenerife).

han medido 444 fallas en Tenerife (en 38 estaciones) y 188 en Lanzarote (en 20 estaciones) (Fig. 3).

Fig. 3: Estación de medida en fallas normal direccionales en la Montaña de los Dolores (Pleistoceno) (Mancha Blanca, Lanzarote).

DISCUSIÓN

Una vez analizados los datos mediante los métodos de APF se han obtenido las direcciones de D_{ey} para cada estación, habiendo diferenciado para su representación las que corresponden a una componente principalmente inversa, normal y en dirección. En la mayoría de las estaciones de medida analizadas se observan dos campos de deformación superpuestos, que muestran una dirección de D_{ey} perpendicular entre sí, uno de dirección media NO-SE y otro NE-SO (Figs 4 y 5). Si se tiene en cuenta la dirección de apertura de la Dorsal Centroatlántica el campo NO-SE quedaría influenciado por esta apertura, por lo que lo hemos denominado Campo Atlántico, mientras que el NE-SO se ha denominado Campo Local.

En el caso de Lanzarote el Campo Atlántico queda peor definido que el Campo Local, con 7 estaciones con esta orientación media. Sin embargo, el Campo Local tiene más puntos repartidos en la superficie de la isla, estando presente en 16 estaciones (Fig. 4). Las trayectorias de deformación de este este Campo Local muestran una traza sigmoidal, tendiendo a ser N-S en los macizos antiguos, situados en los extremos norte y sur de la isla, y NE-SO en las zonas centrales, caracterizadas por un volcanismo plio-pleistoceno e histórico. En esta zona central el tensor de deformación tiende a ser fundamentalmente extensivo pasando a direccional en la zona norte al llegar a los macizos antiguos.

Para Tenerife se obtiene un resultado muy similar (Fig. 5), aunque en este caso ambos campos de deformación quedan bien definidos por un número significativo de estaciones. El trabajo de Marinoni y Gudmundsson (2000) también indica la presencia de estos dos campos de deformación, tanto para el Macizo de Anaga como el de Teno. El Campo Local también tiene una distribución sigmoidal, de dirección NE-SO en la zona noreste, oeste y sur, tendiendo a ser E-W en la zona central de la isla. Las estaciones que se han medido en el material deslizado de macrodeslizamiento de Abona (Dávila Harris *et al*., 2014) aparecen en gris en la figura 4 y no tienen peso en el cálculo de las trayectorias de deformación. Se han incluido por presentar coherencia con el resto de estaciones sin que se haya podido discriminar por el momento si son consecuencia del propio deslizamiento o son fracturas posteriores a dicho evento.

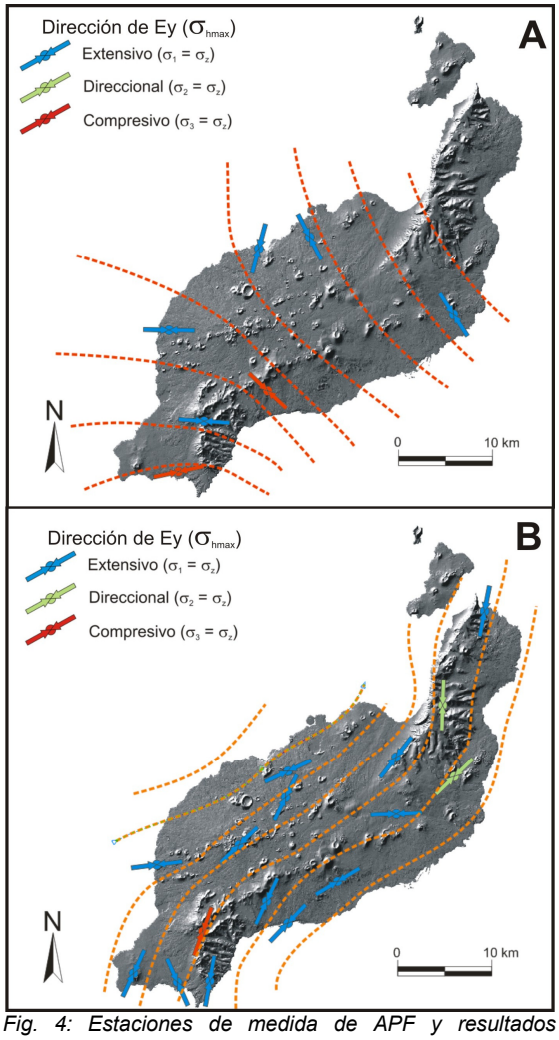


Fig. 4: Estaciones de medida de APF y resultados preliminares para la isla de Lanzarote de las direcciones de D_{ey} y trayectorias de deformación obtenidas: A) Campo Atlántico y B) Campo Local.

Estos son resultados preliminares de los datos tomados hasta el momento. Con esta información podemos inferir que ambos campos han coexistido desde el inicio del volcanismo que generó el archipiélago de Canarias, ya que las dos poblaciones de datos se observan desde materiales pertenecientes a los macizos antiguos hasta en los materiales más modernos. El Campo Atlántico estaría ligado a la apertura de la dorsal y al arrastre de la corteza oceánica, mientras que el local estaría condicionado por las grandes líneas de debilidad de dirección NE-SO generadas por la apertura de la dorsal en la corteza oceánica. Su disposición sigmoidal correspondería al giro sufrido por el archipiélago desde su origen hasta la actualidad al irse desplazando por la apertura del Atlántico y girando con respecto al polo euleriano situado al N.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por el proyecto VOLTEC-3T del Organismo Autónomo de Parques Nacionales (Ref. 569/2012).

Referencias bibliográficas

Ancochea, E., Fúster, J., Ibarrola, E., Cendreros, A., Coello, J., Hernan, F., Cantagrel, M., and Jamond, C. (1990): Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. , *J. Vol. Geoth. Res.*, 44, 231–249.

Ancochea, E., Brändle, J.L., Cubas, C.R., Hernán, F. and Huertas, M.J. (1996): Volcanic Complexes in the Eastern Ridge of the Canary Islands: The Miocene activity of the island of Fuerteventura, *J. Vol. Geoth. Res.*, 70, 183–204.

Angelier, J. y Mechler, P. (1977): Sur une metode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droites. *Bull. Soc. Geol. France*, 7: 1309-1318.

Capote, R., De Vicente, G. y González-Casado, J.M. (1991): An application of the slip model of brittle deformations to focal mechanism analysis in three different plate tectonics situations. *Tectonophysics*, 191: 399-409.

Dávila Harris, P., Branney, M.J., Storey, M. (2014). Large eruption-triggered ocean-island landslide at Tenerife: Onshore record and long-term effects on hazardous pyroclastic dispersal. Geological Society of America. 39 (10): 951–954;

De Vicente, G. (1988): Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica.

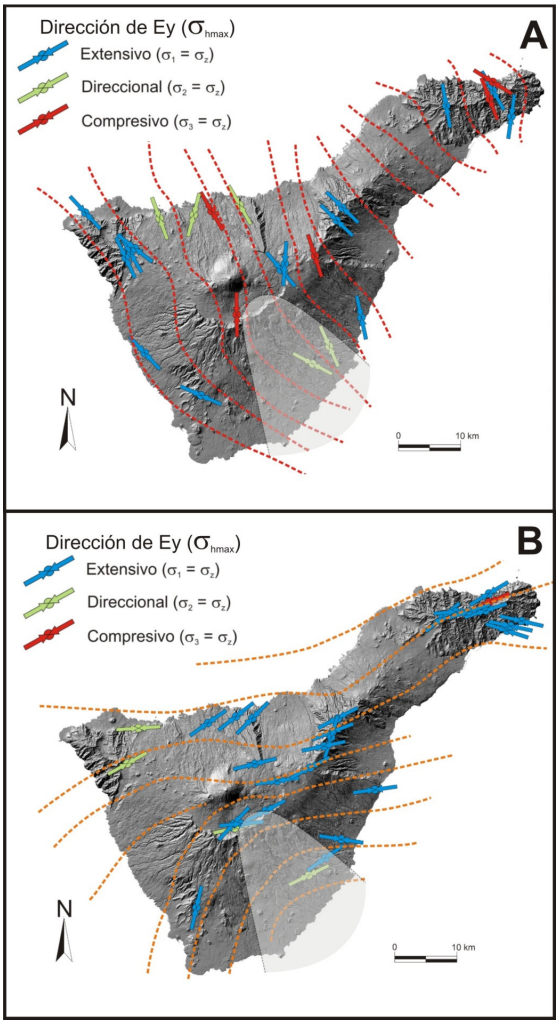


Fig. 5: Estaciones de medida de APF y resultados preliminares para la isla de Tenerife de las direcciones de D_{ey} y trayectorias de deformación obtenidas: A) Campo Atlántico y B) Campo Local.

Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, *Publ. Univ. Compl. Madrid*, Madrid: 317 p.

De Vicente, G. y Simón Gómez, J.L. (1991): Análisis Poblacional de Fallas. *III Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España,* Guadalajara: 85 p.

Fernández C.; De la Nuez J.; Casillas R. y García Navarro E. (2002): Stress fields associated with the growth of a large shield volcano (La Palma, Canary Islands), *Tectonics*, 21, 4, 1031, doi:10.1029/2000TC900038.

Fernández, C.; Casillas, R.; García Navarro, E.; Gutiérrez, M.; Camacho, M. A. y Ahijado, A. (2006): Miocene rifting of Fuerteventura (Canary Islands), *Tectonics*, 25, TC6005, doi:10.1029/2005TC001941.

Galindo, I. (2005): Estructura volcano-tectónica y emisión difusa de gases de Tenerife (Islas Canarias). Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 350 p.

Giner- Robles, J.L., González-Casado, J.M., Gumiel, P., Martín-Velázquez, S., García-Cuevas, C. (2003): A kinematic model of the Scotia plate (SW Atlantic Ocean). *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (4), 179-191.

Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Martínez-Díaz, J.J., González-Casado, J.M. (2009): Present-day strain field on the South American slab underneath the Sandwich Plate (Southern Atlantic Ocean): a kinematic model. *Geological Society London Special Publications*, 328(1), 155-167.

González-Casado, J.M., Giner-Robles, J.L., López-Martínez, J. (2000): Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Not a normal backarc basin. *Geology*, 28 (11), 1043-1046.

Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner-Robles, J.L., Simón, J.L., González- Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J., Casas, A., Cabañas, L., Rincón Calero, P., Cortes, L., Ramírez, M., Lucini, M. (2000): The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19(4), 762-786.

Lee, J.C. y Angelier, J. (1994): Paleostres trajectory maps based on the results of local determinations: the "lissage" program. *Computers and Geosciences*, 20 (2): 161-191

Llanes, P.; Muñoz, A.; Muñoz-Martín, A.; Acosta, J.; Herranz, P.; Carbó, A.; Palomo, C. y ZEE Working Group (2003): Morphological and structural analysis in the Anaga offshore massif, Canary Islands: fractures and debris avalanches relationships. *Marine Geophysical Researches*, 24, 91-112. doi:10.1007/s11001-004-1335-3.

Marinoni, L.B. y Gudmundsson, A. (2000): Dykes, faults and palaeostresses in the Teno and Anaga massifs of Tenerife (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103: 83-103.

Marinoni, L.B. y Pasquarè, G. (1994): Tectonic evolution of the emergent part of a volcanic ocean island: Lanzarote, Canary Islands. *Tectonophysics*, 239, 1-4, 111-137, doi:10.1016/0040-1951(94)90110-4

Olaiz, A.J., Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., Vegas, R., Cloetingh, S. (2009): European continuous active tectonic strain–stress map. Tectonophysics, 474, 33-40.

Pegoraro, O. (1972): *Applicattion de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale)*. Thèse IIIème cycle, U.S.T.L. Montpellier: 41 p.

Stillman, C.J. (1987): A Canary Islands dyke swarm: Implications for the formation of oceanic islands by extensional fissural volcanism. En: H.C. Halls y W.F. Fahring, (Eds.), *Mafic Dyke Swarms: Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 34, 243–255.

ESTIMATING VENT OPENING PROBABILITY ON EL HIERRO ISLAND (CANARY ISLANDS) USING NEW GEOCHRONOLOGICAL DATA

L. Becerril [(1)], T. Ubide [(2)], M. Sudo [(3)], C. Galé [(4)], I. Galindo [(5)], J. M. Morales [(5)], M. Lago[(4)], J. Martí [(1)], J.P. Galve [(6)]

(1) Institute of Earth Sciences Jaume Almera, ICTJA-CSIC, Lluis Sole i Sabaris s/n, 08028 Barcelona, Spain. lbecerril@ictja.csic.es; joan.marti@ictja.csic.es
(2) School of Natural Sciences, Department of Geology, Trinity College Dublin, Dublin 2, Ireland. teresa.ubide@tcd.ie
(3) Universität Potsdam, Institut für Erd- und Umweltwissenschaften, Karl-Liebknecht- Str. 24, 14476 Golm, Germany. msudo@geo.uni-potsdam.de
(4) Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain. carlos.gale@gmail.com; mlago@unizar.es
(5) Spanish Geological Survey (IGME), Unit of Canary Islands, Alonso Alvarado, 43, 2ºA, 35003 Las Palmas de Gran Canaria, Spain. i.galindo@igme.es; jmmdef@gmail.com
(6) Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Campus Universitario de Fuentenueva s/n, 18071-Granada, España. jpgalve@ugr.es

Resumen (Estimación de la probabilidad de apertura de centros de emisión en la isla de El Hierro (Islas Canarias) mediante nuevos datos geocronológicos): *Evaluar la peligrosidad volcánica en zonas activas resulta un desafío a la par que una tarea imprescindible. La zona volcánica más activa de España, el archipiélago Canario, se caracteriza por una baja frecuencia eruptiva, lo que ha conducido, en cierto modo, a subestimar la peligrosidad inherente a los procesos eruptivos. La última erupción ocurrida en 2011-2012 en la isla de El Hierro puso de manifiesto la necesidad de llevar a cabo estudios de esta índole en todo el archipiélago. Por ello, en este trabajo se presenta el mapa cuantitativo de peligrosidad volcánica desarrollado a partir de la combinación del mapa de probabilidad espacial y el cálculo del periodo de recurrencia. Este mapa muestra que la mayor probabilidad de albergar centros eruptivos está en la parte distal del rift oeste, con un periodo de recurrencia de aproximadamente 1000 años estimado mediante los datos geocronológicos disponibles.*

Palabras clave: Dataciones; recurrencia eruptiva; peligrosidad volcánica; El Hierro; Islas Canarias.
Key words*: Dating; eruptive recurrence; volcanic hazard; El Hierro; Canary Islands.*

INTRODUCCIÓN

The volcanic hazard of a given area is the probability that it will be affected by a process of a certain volcanic magnitude within a specific time interval (UNESCO, 1972; Fournier d'Albe, 1979). Therefore, volcanic hazard assessment must necessarily be based on good knowledge of the past eruptive history of the volcanic area, which will tell us 'how' eruptions have occurred. It also requires the spatial probability of occurrence of a hazard to be determined, i.e. 'where' the next eruption can take place (volcanic susceptibility) and its extent, as well as its temporal probability, i.e. 'when' the next eruption may occur in the near future. Therefore, volcanic hazard analyses in any volcanic area require a thorough understanding of the volcanic system under study.

In the particular case of the Canary Islands, its volcanic nature coupled with its high population density means that volcanic hazard and risk analyses must be undertaken for mitigating the consequences of future eruptions. The Canary Islands, that represent one of the world's largest oceanic volcanic regions, are the only area of Spain affected by eruptions in the last 600 years. Furthermore, its high population (2.098.649 inhabitants according to ISTAC, 2014) together with the millions of visitors that the islands receive every year makes the archipelago particularly vulnerable to hazardous volcanic processes. Thus, the impact of an eruption affecting any of the islands will be very important in social and economic terms. With that in mind, volcanic hazard and risk analyses may be essential tools for reducing this impact and increasing the resilience of the Canarian socio-economic system.

Unfortunately, there are very few studies focused on volcanic hazard assessment on the Canary Islands. Most work to date has been focused on Tenerife and Lanzarote (e.g. Gómez-Fernández, 1996; Araña et al., 2000; Felpeto et al., 2001, 2007; Felpeto, 2002; Carracedo et al., 2004a, 2004b, 2005; Laín et al., 2008; Martí and Felpeto, 2010; Sobradelo et al., 2011; Martí et al., 2012; Bartolini et al., 2013). In Gran Canaria, only a qualitative volcanic hazard assessment has been developed (Rodríguez-González, 2009; Rodríguez-González et al., 2009). More recently studies focused on volcanic hazard have been developed on El Hierro (Becerril et al., 2013, 2014).

The latter studies calculated spatial and temporal probabilities, performing different eruptive scenarios, in order to evaluate the potential extent of the main eruption hazards, and obtained the first qualitative hazard map for El Hierro. In these studies, spatial probability was obtained for vent opening and also for the main expected hazards on the island that are lava flows, pyroclastic density currents (PDCs) and ashfall. Temporal probabilities were calculated through Bayesian inference using an event tree based on the methodology of Sobradelo et al. (2011, 2014).

Here we present the estimation of the long-term probability of vent opening, that is, the volcanic hazard of future vents. We have combined the spatial probability of vent opening (susceptibility estimation-Becerril et al., 2013) with the recurrence period obtained from new and previous geochronological data (Becerril et al., in press). The final result is the first quantitative or spatio-temporal probability map of

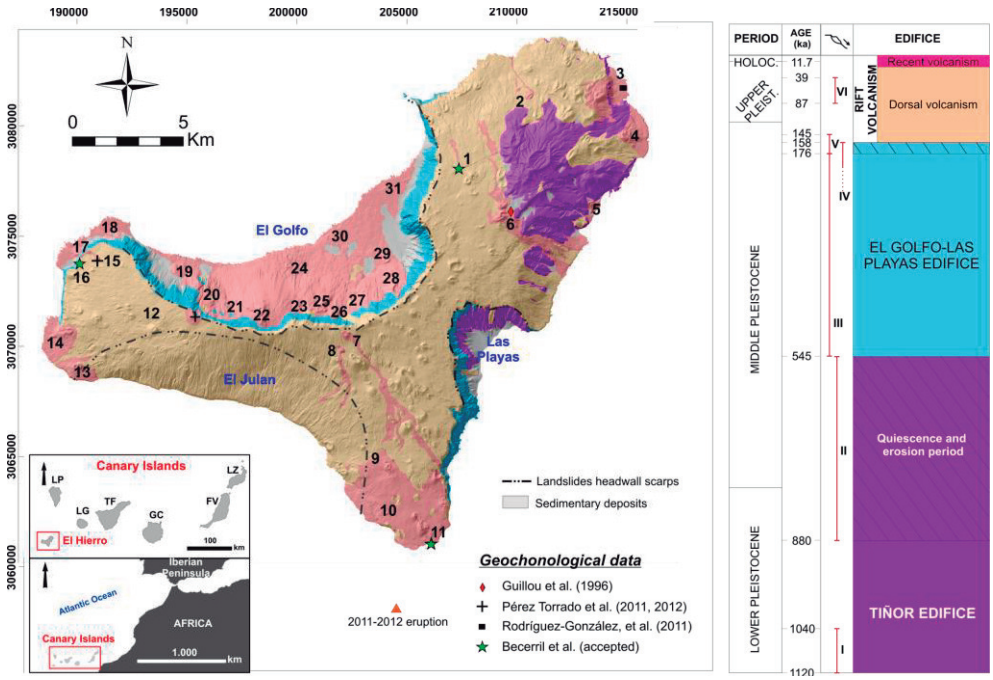


Fig. 1: Geographical location and geological map of El Hierro Island (Simplified geological map from IGME, 2011). The geological map includes the location of newly dated samples and those previously dated samples. See references in the list.

vent opening of El Hierro. This map represents the first attempt to provide a forecast about the future timing and location of El Hierro eruptions.

GEOLOGICAL FRAMEWORK

El Hierro is the south-western most and smallest island of the Canary archipelago, with an area of ~269 km^2 (Fig. 1). The island represents the subaerial part of a volcanic edifice that has a total height of 5,500 m.

With its oldest subaerial deposits dated at 1.12 Ma, this island is considered to be the youngest in the Canary archipelago (Fuster et al., 1993; Guillou et al., 1996). El Hierro is the result of three main volcanic cycles corresponding to the construction and partial destruction of successive volcanic edifices (Guillou et al., 1996; IGME, 2010a). The first edifice corresponds to the Tiñor volcano (1.12–0.88 Ma), that crops out mainly in the incised valleys and cliffs of the NE of the island. The second edifice, El Golfo-Las Playas Edifice (545–176 ka), was constructed attached to the western flank of the remains of the previous edifice. The last growing stage of El Hierro, Rift volcanism (158 ka–Present time), is characterised by steep narrow ridges formed by clusters of cinder cones (Fig. 1). (Carracedo et al., 2001; Becerril et al., 2015).

These three main volcanic cycles have contributed to the growth of the island, nevertheless periods of quiescence, erosion and sector collapse separated these cycles. At least five debris avalanches have taken place during the construction of the volcano, notably changing the morphology of the island (Fig. 1) (Masson, 1996; Urgeles et al., 1996, 1997; Carracedo et al., 1999, 2001; Masson et al., 2002; Longpré et al., 2011). The ages of the debris avalanches range from <880 ka and 545–176 ka for Tiñor and Las Playas I (II, III in Fig. 1), to El Julan (>158 ka; IV in Figure 1) and Las Playas II (176–145 ka; V in Fig. 1), located at the SW and at SE of the island respectively (Fig. 1). The most recent landslide corresponds to El Golfo, whose age has been recently constrained between 87–39 ka (Longpré et al., 2011) (VI in Fig. 1). All of these events have led to the exposure of several main features of the volcano-tectonic structure of the island. Another landslide has been proposed during the first stages of the subaerial construction of the island, probably between 1.12 and 1.04 Ma, affecting the northern side of the Tiñor Edifice (I in Fig. 1) (IGME, 2010a).

Recent subaerial volcanism on El Hierro is monogenetic and is mostly characterised by effusive magmatic eruptions of basic composition, as well as by Hawaiian-Strombolian episodes fed by subvertical dykes (Becerril et al. 2013; 2014), combined with a number of hydromagmatic eruptions (Becerril, 2009). The island's eruptions have been mainly mafic in nature (Pellicer, 1977; Aparicio et al., 2003; Stroncik et al., 2009). Some felsic dykes, lava flows and a PDC deposit, associated with the older parts of the island have also been reported (Guillou et al., 1996; Carracedo et al., 2001; Pedrazzi et al., 2014), but they are volumetrically subordinate to the mafic materials.

Eruptions on El Hierro typically occur from fissures fed by subvertical dykes (Becerril et al., 2015), and produce proximal fallout, ballistic ejecta and lava flows. PDC deposits have also been reported in cases in which eruptions are related to hydromagmatic episodes (IGME, 2010a; Pedrazzi et al., 2014).

METHODOLOGY

To assess the vent opening hazard we have used the previous studies developed on this matter on the island. The spatial probabilities of hosting new vents were used from Becerril et al. (2013). This study on the volcanic susceptibility on El Hierro takes into accounts most of the structural data available from the island (vents, eruptive fissures, dykes and faults).

The temporal part of the long-term vent opening hazard assessment corresponds to the recurrence rate estimation (Becerril et al., in press). For that, we did a preliminary revision and interpretation of previous geochronological material on El Hierro. According to Carracedo et al. (2001), lavas forming eroded coastal cliffs were emitted before and during the last glacial maximum (more than 20 ka ago; Fig. 1). Eruptions that fossilise the mentioned cliffs or generate coastal lava platforms occurred after that date. This geomorphological criterion allowed us to identify relative ages of the most recent volcanoes on the island. In addition, we collected new samples from recent volcanoes for dating with $^{40}Ar/^{39}Ar$ and ^{14}C techniques (Becerril et al., in press).

The new and previous available geochronological data from the last 33 ka, have been used to calculate the average recurrence rates of volcanic activity through a straightforward method proposed by Connor and Conway (2000).

The formula used to the recurrence rate calculus is given by:

$$\lambda_t = \frac{N-1}{t_o - t_y} \qquad \text{Eq. (1)}$$

where N is the total number of volcanic eruptions or vents, t_o is the age of the oldest event and t_y is the age of the youngest event.

The construction of the qualitative vent opening hazard map has been developed through the combination of the spatial probability map and the estimated recurrence period (Fig. 2) using the software ArcGIS© 10.1 by ESRI.

*Fig. 2: Spatial probability of vent opening map * temporal probability (Recurrence rate) = Spatio-temporal probability map of vent opening or quantitative hazard map of vent opening.*

RESULTS

Temporal probability of vent opening

Previous geochronological studies on El Hierro have used mainly radiometric dating (K-Ar) and magnetostratigraphy, and only few radiocarbon ages have been obtained for the Holocene period of the island. In total we compiled almost 50 ages from different authors that cover the whole volcanostratigraphy, from Tiñor Edifice to the most recent materials of the island. Some recent geochronological data of this catalogue were discarded because the coordinates of the samples were unknown or because, in some cases, recent publications have discarded previous published geochronological data.

After a meticulous checking of published information, we have used 4 geochronological records for this study that corresponds to the most recent eruptions of the island (last 33 ka) (Table 1).

Two new $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages corresponding to feeder dykes and lava flows and one ^{14}C age from a charcoal collected at the base of a lava flow range from 33±12 ka to 2.28±0.3 ka (Becerril et al., in press). The latter is the most recent eruption dated on the island so far previous to the 2011-2012 eruption. Three of these new data have been taken into account for this work (Fig 1, Table 1).

The geomorphological criteria used to identify relative eruption ages following the previous exposed ideas of Carracedo et al. (2001), have allowed adding to the eruption catalogue 24 more events occurred in the last 20 ka (Fig. 1, Table 1).

Taking together all the available geochronological data (new and previous published data) and the new geomorphological information, we have identified a minimum of 31 onshore eruptions in the last 33 ka (Fig. 1, Table 1). Using these data, the recurrence period estimated for the emerged part of El Hierro using Eq. (1), is 9.7 x10^{-4} vents/year (v/yr.), i.e., one eruption approximately in the next 1024 years.

Symbol		Volcano	Dating technique	Age (ka)
♦	6	Mt.Chamuscada	^{14}C	2,5 ± 0,07
+	12	Mt.Humillderos	^{14}C	5,1 ± 0,04
+	15	Mt.Marcos	K-Ar	8 ± 2
■	3	Mt.Tamaduste	K-Ar	ca. 9
★	16	Mt.Escobar	$^{40}Ar/^{39}Ar$	33 ± 12
★	11	Irama-Restinga	$^{40}Ar/^{39}Ar$	7 ± 2
★	1	Los Cascajos	^{14}C	2,28 ± 0,03
2		Mt.Aguarijo	Geomorphological Criteria	< 20
4		Mt.La Cancela	Geomorphological Criteria	< 20
5		Mt.La Estaca	Geomorphological Criteria	< 20
7		Mt. Mercader	Geomorphological Criteria	< 11.7 (Holocene)
8		Mt.del Guanche	Geomorphological Criteria	< 11.7 (Holocene)
9		El Lajial	Geomorphological Criteria	< 11.7 (Holocene)
10		Mt.Colorada	Geomorphological Criteria	< 11.7 (Holocene)
13		Mt.Orchilla	Geomorphological Criteria	< 11.7 (Holocene)
14		Mt.Las Calcosas	Geomorphological Criteria	< 11.7 (Holocene)
17		Mt.Hoyo del Verodal	Geomorphological Criteria	< 20
18		Cuchillo del Roque-Roque del Conde	Geomorphological Criteria	< 20
19-31		Cones inside El Golfo embayment	Geomorphological Criteria	< 20

Table 1: Published geochronological absolute data and relative ages of El Hierro recent volcanoes used in this study. See also Fig.1. For more information about data see the geochronological catalogue in Becerril et al. (in press).

Quantitative hazard map of vent opening

The spatiotemporal probability map of vent opening or quantitative hazard map of El Hierro (Fig. 3) has been developed through the combination of the spatial probability map (see Becerril et al., 2013) and the estimated recurrence period (Becerril et al., in press). Thus, the quantitative hazard map represents the annual probability of each pixel to host a new vent (Fig. 3A). A model for the next five years has also been calculated (Fig. 3B).

In order to know the annual probability to host new vents in a specific area of the island, it is necessary to sum all the pixel values contained in this particular area. For example, the sum of the pixel probabilities

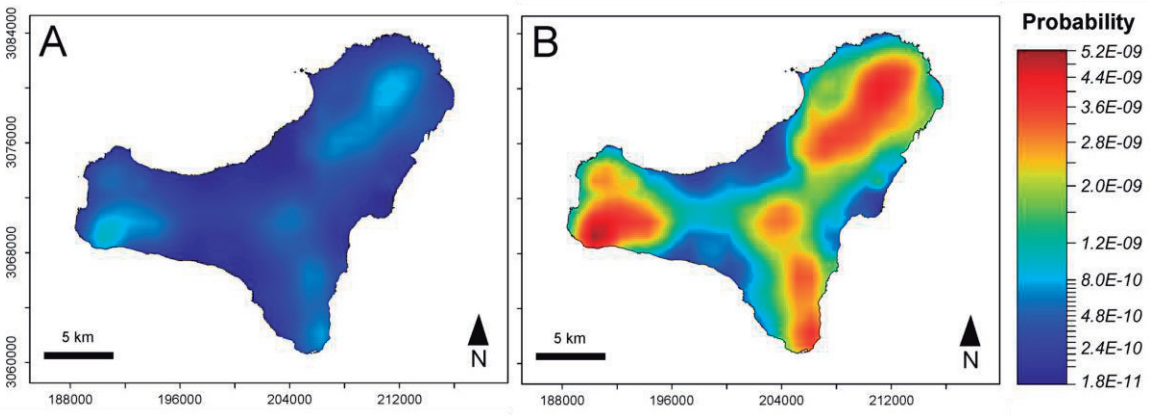


Fig. 3: Spatio-temporal probability map of vent opening. Two maps have been developed through a probabilistic model of 10 x 10 m cell size. This model provides minimum estimates of the (A) annual and (B) five years probability of new vent opening. The highest value estimated with the model is located in the west rift. The maximum cell value is very low for 2015 (1.05×10^{-9}), and attains the top value in the spatio-temporal probability map for the next 5 years (5.2×10^{-9}).

for the Municipality of Valverde (~104 km^2) that represents almost 40% of the total area of the island, reaches a value of $4.3 * 10^{-4}$, that means that at least 4 vents may be expected in the next 10,000 years, according to the map. Adding the values of all pixels of the island as a whole, a spatio-temporal probability value of $9.7 * 10^{-4}$ is obtained.

It is worth to note that these recurrence rates are, as in the case of the hazard level delineation (see Becerril et al., 2014), dependent on the current available data. They are therefore likely to be calculated more accurately as new geochronological data from recent eruptions are obtained.

FINAL CONSIDERATIONS

The volcanic hazard assessment on any volcanic area, and also in the particular case of El Hierro Island, may be limited by the lack of a complete geological record (e.g., chronological and stratigraphic data) even by the intrinsic limitations of the methodology used. Therefore, a comprehensive geochronology of recent volcanic areas as El Hierro, characterized by low frequency activity and with a short historical period, is of primary importance to better constrain the temporal evolution of its volcanism and its potential for future reactivation. This will provide the clues to estimate recurrence rates and hence to better assess the volcanic hazard.

The temporal probability (recurrence rate) used in the presented map is dependent on the current available data, being therefore likely to be more accurately calculated as new geochronological data from recent eruptions are obtained. Thus, geochronological determinations represent one of the most important pending actions, not only in El Hierro but also in the other Canary Islands. In this particular case, the advantage of conducting a probabilistic vent opening hazard assessment is that the results obtained can be upgraded whenever new geochronological information becomes available, enabling results to improve over time.

Spatio-temporal probability maps can be useful for planning and choosing suitable routes for evacuating the island during future volcanic crisis in El Hierro. Long-term assessment may help decision makers face up to difficult situations, such as the allocation of resources for hazard prevention and evacuation to reduce potential life and economic losses due to volcanic hazards.

Acknowledgments: This research was partially financially supported by IGME, CSIC, and MINECO grant GL2011-16144-E and was also funded by the Research grant program "Innova Canarias 2020®" from the "Fundación Universitaria de Las Palmas".

References

Aparicio, A., Henán, F., Cubas, C. R., Araña, V. (2003). Fuentes mantélicas y evolución del volcanismo canario. *Estudios Geológicos*, 59, 5-13.

Araña, V., Felpeto, A., Astiz, M., García, A., Ortiz, R., and Abella, R. (2000). Zonation of the main volcanic hazards (lava flows and ash fall) in Tenerife, Canary Islands. A proposal for a surveillance network. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 377-391.

Bartolini, S., Cappello, A., Martí, J., Del Negro, C. (2013). QVAST: A new Quantum GIS plugin for estimating volcanic susceptibility. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(11), 3031-3042.

Becerril, L. (2009). *Approach to volcanic hazard and its effects in coastal areas of the Canary Islands*. Master's thesis, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Spain, Available on line at: http://hdl.handle.net/10553/4595.

Becerril, L., Cappello, A., Galindo, I., Neri, M., Del Negro, C. (2013). Spatial probability distribution of future volcanic eruptions at El Hierro Island (Canary Islands, Spain *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 257, 21-30.

Becerril, L., Bartolini, S., Sobradelo, R., Martí, J., Morales, J.M., Galindo, I. (2014). Long-term volcanic hazard assessment on El Hierro (Canary Islands). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2, 1799-1835.

Becerril, L., Galindo, I., Martí, Gudmundsson, A. (2015). Three-armed rifts or masked radial pattern of eruptive fissures? The intriguing case of El Hierro volcano (Canary Islands). *Tectonophysics*, 647, 33-47.

Becerril, L., Ubide, U., Sudo, M., Martí, J., Galindo, I., Galé, C., Morales, J.M., Yepes, J., Lago, M. (in press). New geochronological constraints on the evolution of El Hierro (Canary Islands). *Journal of African Earth Sciences.*

Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H. (1999). Giant Quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 169-190.

Carracedo, J.C., Badiola, E.R., Guillou, H., de La Nuez, J. and Pérez Torrado, F.J. (2001). Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, western Canaries. *Estudios Geológicos*, 57, 157-273.

Carracedo, J.C., Guillou, H., Paterne, M., Scaillet, S., Rodríguez Badiola, E., Paris, R., Pérez Torrado, F.J., and Hansen Machín, A. (2004a). Análisis del riesgo volcánico asociado al flujo de lavas en Tenerife (Islas Canarias): escenarios previsibles para una futura erupción en la isla. *Estudios Geológicos*, 60, 63-93.

Carracedo J.C., Guillou H., Paterne M., Scaillet S., Rodríguez Badiola E., Paris R., Pérez-Torrado F.J., and Hansen A. (2004b). *Avance de un mapa de peligrosidad volcánica de Tenerife (escenarios previsibles para una futura erupción en la isla)*. Santa Cruz de Tenerife, Spain, Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias, 46 pp.

Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F.J., Rodríguez Badiola, E., Hansen, A., Paris, R., Guillou, H., Scaillet, S. (2005). Análisis de los riesgos geológicos en el Archipiélago Canario: Origen, características, probabilidades y tratamiento. *Anuario de Estudios Atlánticos*, 51, 513-574.

Connor, C.B., and Conway, F.M., 2000. Basaltic volcanic Fields. In: *Encyclopedia of Volcanoes* (H. Sigurdsson, ed) Academic Press, New York, 331-343.

Felpeto, A. (2002). Modelización física y simulación numérica de procesos eruptivos para la generación de mapas de peligrosidad volcánica. Ph.D. Thesis, Universidad Complutense de Madrid, 250 pp.

Felpeto, A., Araña, V., Ortiz, R., Astiz, M., and García, A. (2001). Assessment and modelling of lava flow hazard on Lanzarote (Canary Islands). Natural Hazards, 23, 247-257.

Felpeto, A., Martí, J., Ortiz, R. (2007). Automatic GIS-based system for volcanic hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 166, 106-116.

Fournier d'Albe, E.M. (1979). Objectives of volcanic monitoring and prediction. *Journal of the Geological Society* (London), 136, 321-326.

Fuster, J.M., Hernán, F., Cendrero, A., Coello, J., Cantangrel, J. M., Ancochea, E. and Ibarrola, E. (1993). Geocronología de la isla de El Hierro (Islas Canarias). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología),* 88, 86-97.

Gómez-Fernández, F. (1996). *Desarrollo de una Metodología para el Análisis del Riesgo Volcánico en el marco de un Sistema de Información Geográfica*. Ph.D. Thesis, Universidad Complutense de Madrid, 255 pp.

Guillou, H., Carracedo, J.C., Torrado, F.P. and Badiola, E.R. (1996). K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73, 141-155.

IGME (2010a). *Mapa Geológico de España, Escala 1:25.000*. Isla de El Hierro. Hoja 1105-II, Valverde, 96 pp.

IGME (2011). Continuous *Digital Geological Map of Spain, Canary Islands*, 1:25.000, http://cuarzo.igme.es/sigeco/.

ISTAC, (2014): http://www.gobiernodecanarias.org/istac/

Laín, L., Bellido, F., Pérez, F., Galindo, I., Mancebo, M.J., Llorente, M. (2008). Cartografía de peligrosidad volcánica de Tenerife a escala 1:25.000. Geotemas, 10, 537. *VII Congreso Geológico de España,* Las Palmas de Gran Canaria (Spain) on 14-18 July 2008.

Longpré, M.A., Chadwick, J.P., Wijbrans, J. and Iping, R. (2011). Age of the El Golfo debris avalanche, El Hierro (Canary Islands): New constraints from laser and furnace 40Ar/39Ar dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 203, 76-80.

Martí, J. and Felpeto, A. (2010). Methodology for the computation of volcanic susceptibility: Application to Tenerife Island (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 195, 69-77.

Martí, J., Sobradelo, R., Felpeto, A., and García, O. (2012). Eruptive scenarios of phonolitic volcanism at Teide-Pico Viejo volcanic complex (Tenerife, Canary Islands). *Bulletin of Volcanology*, 74, 767-782.

Masson, D.G. (1996). Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 Ka ago and the history of landslides in the Canary Islands. *Geology,* 24 (3), 231-234.

Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P. and Canals, M. (2002). Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews*, 57, 1-35.

Pedrazzi, D., Becerril, L., Martí, J., Meletlidis, S., and Galindo, I. (2014). Explosive felsic volcanism on El Hierro (Canary Islands). *Bulletin of Volcanology*, 66:863.

Pellicer, M.J. (1977). Estudio volcanológico de la isla de El Hierro (Islas Canarias). *Estudios Geológicos*, 33, 181-197.

Pérez Torrado, F.J., Rodriguez-Gonzalez, A., Carracedo, J.C., Fernandez-Turiel, J.L., Guillou, H., Hansen, A. and Rodríguez Badiola, E. (2011). Edades C-14 Del Rift ONO de El Hierro (Islas Canarias). In: El Cuaternario en España y Áreas Afines, Avances en 2011 (V. Turu and A. Constante, eds). *Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA),* 101-104.

Pérez-Torrado, F.J., Carracedo, J.C., Rodríguez-González, A., Soler, V., Troll, V.R., and Wiesmaier, S. (2012). La erupción submarina de La Restinga en la isla de El Hierro, Canarias: Octubre 2011-Marzo 2012. *Estudios Geológicos*, 68, 1.

Rodríguez-González, A. (2009). *El Vulcanismo Holoceno de Gran Canaria: Aplicación de un sistema de Información Geográfica*. Ph.D. Thesis, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 424 pp.

Rodríguez-González, A., Fernandez-Turiel, J.L. Pérez-Torrado, F.J., Hansen, A., Aulinas, M., Carracedo, J.C., Gimeno, D., Guillou, H., Paris, R., Paterne, M. (2009). The Holocene volcanic history of Gran Canaria Island: implications for volcanic hazards. *Journal of Quaternary Science*, 24, 697-709.

Sobradelo, R., Martí, J., Mendoza-Rosas, A.T., Gómez, G. (2011). Volcanic hazard assessment for the Canary Islands (Spain) using extreme-event statistics. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 2741-2753.

Sobradelo, R., Bartolini, S., Martí, J. (2014). HASSET: a probability event tree tool to valuate future volcanic scenarios using Bayesian inference presented as a plugin for QGIS. *Bulletin of Volcanology*, 76, 770.

Stroncik, A., Klügel, A., Hansteen, T. H. (2009). Themagmatic plumbing system beneath El Hierro (Canary Islands): constraints from phenocrysts and naturally quenched basaltic glasses in submarine rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 157, 593-607.

UNESCO (1972). *The surveillance and prediction of volcanic activity. A review of methods and techniques.* Unesco, Paris, 166 pp.

Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B. (1996). The submarine "El Golfo" debris avalanche and the Canary debris flow, West Hierro Island: the last major slides in the Canary archipelago. *Geogaceta*, 20, 390-393.

Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B., Masson, D.G. (1997). The most recent megaslides on the Canary Islands: the El Golfo debris avalanche and the Canary debris flow, west El Hierro Island. *Journal of Geophysical* Research, 102, 20305-20323.

LONG-TERM HAZARD ASSESSMENT ON QUATERNARY MONOGENETIC VOLCANIC FIELDS USING E-TOOLS

L. Becerril [(1)], S. Bartolini [(1)], J. Martí [(1)], A. Geyer [(1)]

(1) Group of Volcanology, SIMGEO (UB-CSIC), Institute of Earth Sciences Jaume Almera, CSIC. C/ Lluis Solé I Sabaris s/n. 08028-Barcelona, Spain. lbecerril@ictja.csic.es; sbartolini@ictja.csic.es; jmarti@ictja.csic.es; ageyer@ictja.csic.es

Abstract (Evaluación de la peligrosidad a largo plazo en campos volcánicos monogenéticos cuaternarios utilizando e-tools): *Los campos volcánicos monogenéticos se caracterizan normalmente por tener una gran dispersión del volcanismo y una baja frecuencia eruptiva, lo cual dificulta la evaluación de la peligrosidad volcánica en ellos. El Grupo de Vulcanología de Barcelona (GVB) ha comenzado a desarrollar una metodología y una serie de herramientas (QVAST, HASSET, VORIS) para la evaluación de la peligrosidad volcánica, las cuales han sido aplicadas con éxito a campos cuaternarios monogenéticos como La Garrotxa, El Hierro o Decepción. En el marco del nuevo proyecto VeTOOLS se está llevando a cabo el desarrollo de nuevas herramientas para la evaluación de la peligrosidad y del riesgo volcánico en otras islas volcánicas oceánicas. Con este proyecto se pretende facilitar la cooperación entre científicos y organismos de protección civil con el fin de intercambiar y unificar metodologías y tecnologías para reducir los impactos de las futuras erupciones.*

Key words: Volcanic Hazard, e-tools, monogenetic fields, VeTools Project
Palabras clave: *Peligrosidad Volcánica, e-tools, campos monogenéticos, Proyecto VeTools*

INTRODUCTION

Monogenetic volcanic fields are the most common volcano type on Earth. Most of these areas are characterised by low frequent activity, therefore they sometimes are regarded as not potentially dangerous and often as non-active zones. These facts, together with they are also characterised by randomness on the spatio-temporal evolution of their volcanic centres, make difficult to forecast the probability of occurrence of future eruptions, that is, to assess the volcanic hazard in these areas.

The Group of Volcanology of Barcelona (GVB, http://www.gvb-csic.es/) has started developing a systematic methodology to evaluate the volcanic hazard in different volcanological settings through the development and use of e-tools integrated in a Geographic Information System (GIS). Currently we are creating an integrated software platform specially designed to assess and manage volcanic risk, called VolcanBox. This platform contains user-friendly free e-tools specifically addressed to long- and short-term hazard assessment, vulnerability analysis, decision-making, and volcanic risk management that are being developed in the frame of VeTools project (funded by European Commission - Humanitarian Aid and Civil Protection Service tools). This project will facilitate interaction and cooperation between scientists and Civil Protection Agencies in order to share, unify, and exchange procedures, methodologies and technologies to effectively reduce the impacts of volcanic disasters by improving assessment and management of volcanic risk.

Here we present the methodology and the application of several e-tools such as QVAST (spatial probability), HASSET (temporal probability) and VORIS (eruptive scenarios) to perform long-term volcanic hazard assessment in three different quaternary monogenetic volcanic fields: La Garrotxa Volcanic Field (Catalonia, Spain), El Hierro Island (Canary Islands, Spain), and Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica).

STUDY AREAS

La Garrotxa (Catalonia, Spain) is a monogenetic volcanic field that contains over 50 cones ranging in age 0.7 Ma - early Holocene (Fig. 1). It is a densely populated industrial area and has an international airport. This volcanic field has not been officially considered as an active volcanic area until 2013 due to its last eruption was 11-13 ky ago. Nevertheless it has a considerable potential for future eruptions and a volcanic hazard assessment has been conducted.

El Hierro Island (Canary Islands, Spain), is the emergent summit of a volcanic shield which rises about 5,500 m from its submarine base at a depth of ~3,900 m b.s.l. (Fig. 1). It is the most recent active island of the Canaries with 1.12 Ma in age (Guillou et al., 1996). It hosted its last eruption in 2011-2012, that had a serious negative impact on the tourism and on its local economy. This eruption highlighted the need to perform volcanic hazard studies on the island and also in the rest of the Canary archipelago.

Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica) is a composite volcanic system truncated by a large central collapse caldera that is < 0.75 Ma (Fig. 1). There have been more than 20 eruptions in the past two centuries that have been well documented. In spite of it is an inhabited area, it hosts scientific bases that were destroyed or hardly damaged in the lasts eruptions. New eruptions on the island could seriously affect scientists and tourists since the number of visitors has increased since 1966. This fact together with there was enough quality data to test the methodology there, prompted us to develop the volcanic hazard assessment in this island.

METHODOLOGY

Long-term volcanic hazard assessment is necessary to know how the next eruption could be. It is based on the past history of the volcano and the information needed comes from the geological record. Long-term assessment is estimated from years to decades, where the main source of information is mainly

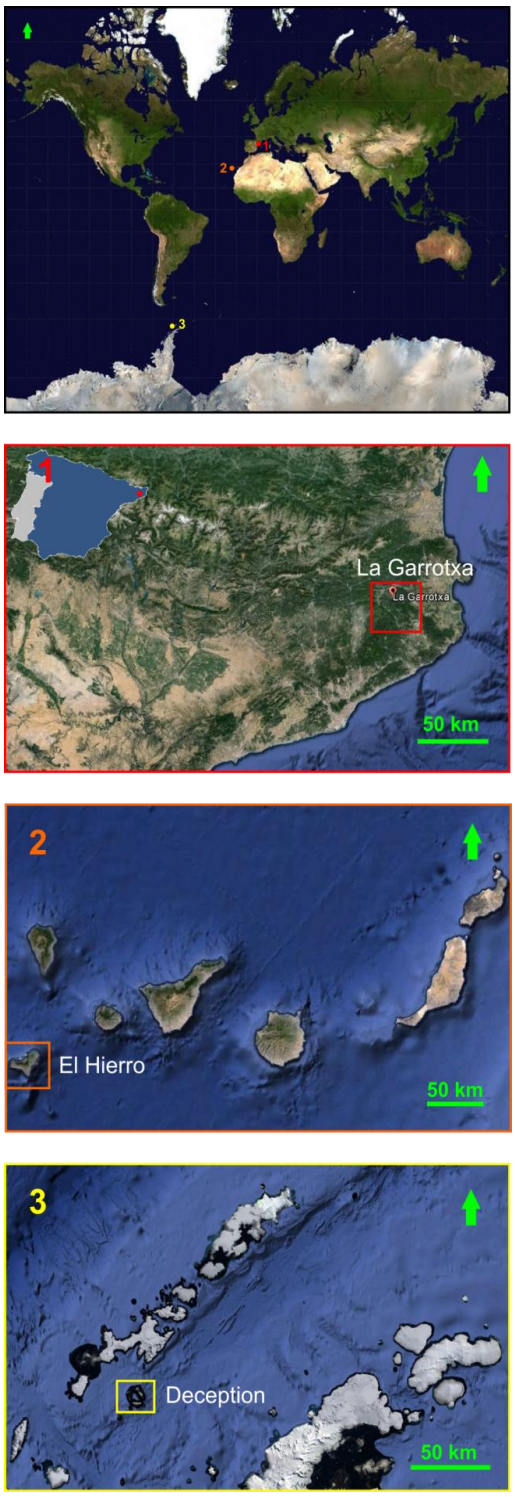


Fig. 1: Geographical location of the three monogenetic volcanic fields where volcanic hazard assessment has been conducted. 1) La Garrotxa Volcanic Field; 2) El Hierro Island; 3) Deception Island.

structural data from past eruptions. Different steps need to be followed sequentially in any long-term volcanic hazard assessment. They are: 1) the characterisation of past volcanism in the study area (How?); 2) the analysis of the volcanic susceptibility (Where?); 3) the estimation of temporal probabilities (When?); 4) the simulation of the most probable eruptive scenarios such as lava flows, pyroclastic fallout and pyroclastic density currents (PDCs); and 5) the assessment of the volcanic hazard.

After a good understanding of the past eruptive history of the volcanic area that tell us how next eruptions could be, the following step on the volcanic hazard assessment consists of evaluating the likelihood of a future eruption, which will provide an indication of which areas are the most likely to host future vents (Martí and Felpeto, 2010). QVAST (Bartolini et al., 2013a) has been the e-tool used to evaluate the long-tern spatial probability of vent opening (Where). It mainly uses structural data such as vents, dykes, faults, fractures and eruptive fissure-alignments obtained from geological and geophysical studies.

The next step corresponds to the temporal probability estimation of any possible volcanic event. Long-term forecasting is based on historical and geological data, as well as on theoretical models, and refers to the time window available before an unrest episode occurs in the volcanic system. The e-tool HASSET (Sobradelo et al., 2014) has allowed evaluating the temporal probability (When) of any possible volcanic scenario.

Once spatial and temporal probabilities are estimated, the next step forward consists of simulating several scenarios for evaluating the potential extent of the main expected hazards. Most of these studies are based on simulation models implemented on Geographical Information Systems (GIS) that allow modelling volcanic processes such as lava flows, PDCs and ash fallout. VORIS (Felpeto et al., 2007) has been the e-tool used for developing volcanic scenarios.

The last step in a long-term volcanic hazard evaluation consist of developing volcanic hazard maps that can represent one of the bastions of risk assessment and can be required for land-use planning and for developing emergency plans.

CURRENT AND FUTURE EXPECTED RESULTS

We have started applying some of these free e-tools for the long-term volcanic hazard assessment on La Garrotxa Volcanic Field, El Hierro, and Deception Islands with very valuable results (Bartolini et al., 2013, 2014, 2015; Becerril et al., 2013, 2014).

We have obtained the spatial probability maps of these three areas that have been the basis on the evaluation of the temporal probabilities and on the construction of the different volcanic scenarios related to lava flows, PDCs and fallout (Fig. 2). The end result through the combination of the most probable scenarios represents the first qualitative integrated volcanic hazard maps of these volcanic areas (Fig. 2).

Our purpose is to apply all the previous developed and the new e-tools on other volcanic oceanic islands as they represent highly vulnerable natural and socioeconomic systems. Some of them are going to be the eastern Atlantic volcanic islands (Canaries, Açores, and Iceland), which cover a wide range of volcanological and socioeconomic scenarios, with the aim of exporting the results obtained to the other European volcanic islands, but also to the continental active volcanic regions.

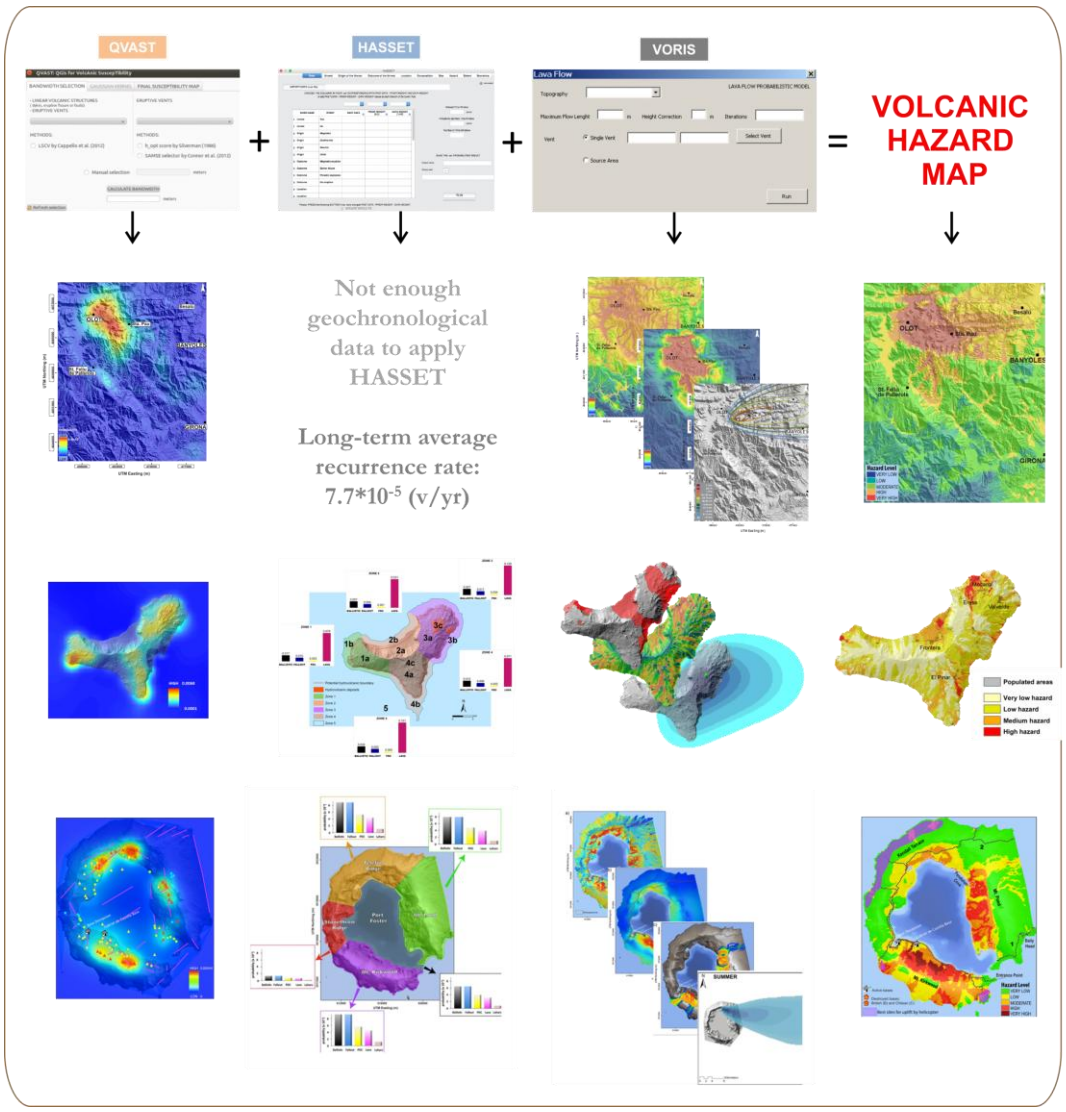


Fig. 2: Methodology used and results obtained using e-tools for the long-term volcanic hazard assessment on Deception Island. For more information see Bartolini et al., 2013, 2014, 2015 and Becerril et al., 2013, 2014.

Acknowledgements: VeTools is a project financially supported by the European Commission. EC ECHO project SI.2.695524 (VeTOOLS) 2015-2016.

References

Bartolini, S., Cappello, A., Martí, J., Del Negro, C. (2013). QVAST: A new Quantum GIS plugin for estimating volcanic susceptibility. *Natural Hazards and Earth System Sciences,* 13(11), 3031-3042.

Bartolini, S., Geyer, A., Martí, J., Pedrazzi, D., Aguirre-Díaz., G. (2014). Volcanic hazard on Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 285, 150-168.

Bartolini, S., Bolós, X., Martí, J., Riera-Pedra, E., Planagumá, Ll. (2015). Hazard assessment at the Quaternary La Garrotxa Volcanic Field (NE Iberia). *Natural Hazards*, DOI: 10.1007/s11069-015-1774-y.

Becerril, L., Cappello, A., Galindo, I., Neri, M., Del Negro, C. (2013). Spatial probability distribution of future volcanic eruptions at El Hierro Island (Canary Islands, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 257, 21-30.

Becerril, L., Bartolini, S., Sobradelo, R., Martí, J., Morales, J.M., Galindo, I. (2014). Long-term volcanic hazard assessment on El Hierro (Canary Islands). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2, 1799-1835.

Guillou, H., Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F.J., Rodríguez Badiola, E.R. (1996). K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73, 141-155.

Felpeto, A., Martí, J., Ortiz, R. (2007). Automatic GIS-based system for volcanic hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 166, 106-116.

Martí, J. and Felpeto, A. (2010). Methodology for the computation of volcanic susceptibility: Application to Tenerife Island (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 195, 69-77.

Sobradelo, R., Bartolini, S., Martí, J. (2014). HASSET: a probability event tree tool to valuate future volcanic scenarios using Bayesian inference presented as a plugin for QGIS. *Bulletin of Vocanology*, 76, 770.

APLICACIÓN DE TÉCNICAS MORFOMÉTRICAS PARA ANALIZAR LA ACTIVIDAD TECTÓNICA, VOLCÁNICA Y DE DESLIZAMIENTOS EN LA REGIÓN CENTRAL DE COSTA RICA

J.P. Galve [(1)], J. Vicente Pérez-Peña [(1)], G.E. Alvarado [(2)], J.M. Azañon [(1)], M.M. Mora [(3)], F. Giaconia [(1)], G. Booth-Rea [(1)], L. Becerril [(4)]

(1) Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Campus Universitario de Fuentenueva s/n, 18071-Granada, España. jpgalve@ugr.es
(2) Área de Amenazas y Auscultación Sísmica y Volcánica, ICE, 10032-1000, Costa Rica
(3) Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, San Pedro de Montes de Oca, 214-2060, Costa Rica
(4) Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, ICTJA-CSIC, Lluis Sole i Sabaris s/n, 08028 Barcelona, España.

Abstract (Morphometric techniques for analyzing tectonic, volcanic and landslide activity in the central region of Costa Rica): *Morphometry is a discipline extensively applied in the landscape analysis of regions affected by active tectonics. Recently, the specific techniques of morphometry have been used for studying the surficial expression of other phenomena such as volcanism and mass movements. We are applying diverse landscape analysis techniques for analyzing the relief morphology in the central region of Costa Rica, a confluence of active tectonics, volcanism and landsliding. The objectives of our project are to better understand the reliability of the morphometry analysis techniques in the mentioned geographical setting, and to provide new information for improving the geological knowledge of the study area. Our preliminary results indicate that landscape analysis techniques have proven be useful in the study area for identifying active tectonic structures and large landslides; and for assisting in geological mapping and for volcanism analysis.*

Palabras clave: índices geomorfológicos, vulcanismo, tectónica, Costa Rica
Key words*: Geomorphic indices, vulcanism, tectonics, Costa Rica*

INTRODUCCIÓN

El análisis cuantitativo del relieve tradicionalmente ha sido utilizado para identificar anomalías topográficas relacionadas con procesos tectónicos (Burbank y Anderson, 2013; Azañón et al., 2015). Sin embargo, en los últimos tiempos se ha comprobado su gran utilidad en el análisis de otros fenómenos geológicos como pueden ser el vulcanismo (Castillo et al., *in press*) o los deslizamientos (Troiani et al., 2014). Por otro lado, este tipo de análisis ha supuesto una herramienta valiosa en el estudio de amplios sectores del territorio, para los cuales, los métodos convencionales (p.ej. la fotointerpretación o las campañas de campo) supondrían un coste importante en términos de tiempo y dinero (Galve et al., 2013). El caso que nos ocupa, la Cordillera Volcánica Central de Costa Rica, ofrece un contexto tan interesante como complicado a la hora de interpretar los resultados de este tipo de análisis. Allí convergen varios elementos que motivan la aplicación del análisis cuantitativo del relieve. Por un lado, este análisis es una herramienta muy útil para ayudar en la cartografía geológica y geomorfológica en zonas de difícil acceso, ya que señala lugares donde pueden existir cambios litológicos importantes, estructuras tectónicas activas, deslizamientos u otros elementos que puedan tener expresión en el relieve. Por otro lado, en la zona de estudio confluyen tectónica y vulcanismo activo, con tasas de actividad muy altas y, por tanto, las anomalías detectadas en el relieve deben ser estudiadas en detalle para discretizar, si se puede, la participación de cada uno de estos dos fenómenos.

SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La zona de estudio se localiza en el centro geográfico de Costa Rica y engloba parte de la denominada Cordillera Volcánica Central donde se sitúan los volcanes activos de mayor tamaño del país: Platanar, Poás, Barva, Irazú y Turrialba (Fig. 1). Este macizo volcánico se ha desarrollado dentro del arco interno de la zona de subducción entre las placas de Cocos y del Caribe (Fig. 1). Esta zona está dentro de una región también denominada Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR: Marshall et al., 2000) formado por un sistema de fallas de desgarre sinistrorsas de dirección E-W y NE-SW y dextrorsas de dirección NO-SE (Montero et al., 2013). La Cordillera Volcánica Central presenta además cabalgamientos activos en su límite norte (Montero et al., 2010), que parecen conectar con estructuras similares, que a su vez, formarían parte del Cinturón Deformado del Norte de Panamá (Fig. 1).

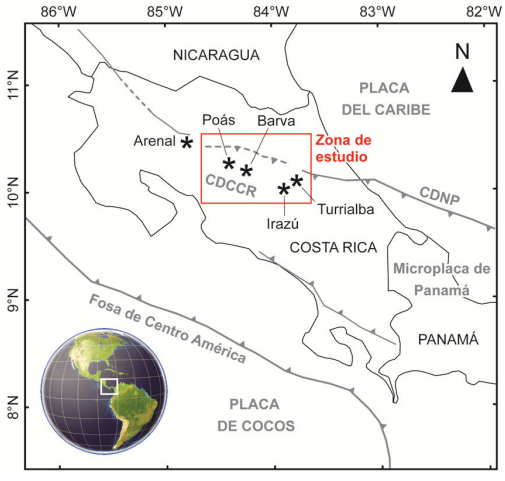


Fig. 1: Situación del área de estudio. CDNP: Cinturón Deformado del Norte de Panamá, CDCCR: Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica.

METODOLOGÍA

Se han llevado a cabo varios análisis sobre un Modelo Digital de Elevaciones (MDE) de la zona de estudio con una resolución de 20 m. Los análisis

morfométricos aplicados se describen a continuación:

- Índice SL_k. Este índice se calcula multiplicando la distancia desde el punto medio de un tramo de río hasta su cabecera por la pendiente de ese mismo tramo. Los valores anómalos de este índice indican principalmente rupturas de pendiente (p.ej. knickpoints) o convexidades a lo largo de la red de drenaje. Estas pueden estar causadas por cambios litológicos, fallas activas o deslizamientos entre otros fenómenos. El índice SL_k se ha calculado a través de la metodología desarrollada por Pérez-Peña et al. (2009a).
- Análisis área-pendiente. Este análisis compara el área drenada por un río con su pendiente en un tramo determinado. Es un indicador de la actividad tectónica a través del cual se puede estimar el levantamiento o subsidencia de un área. El índice K_{sn} expresa la pendiente normalizada del río en un espacio de coordenadas logarítmico área-pendiente. Actualmente, es el índice que se considera más robusto a la hora de identificar procesos tectónicos activos (Whipple and Tucker, 1999; Wobus et al., 2006; Kirby and Whipple, 2012). Para su cálculo se han utilizando las herramientas disponibles en la web geomorphtools.org.
- Desnivel local. Se trata de la diferencia entre la elevación mayor y menor dentro de un área determinada. Se ha calculado mediante la metodología propuesta por Molin et al. (2004). Normalmente suele indicar tasas de incisión altas que suelen estar relacionadas con el levantamiento del terreno.
- Mínimo volumen de erosión. Estimación del volumen mínimo de material erosionado para generar un barranco o valle fluvial en el interior de un relieve. Se ha calculado aplicando la metodología descrita en Menéndez et al. (2008). Este índice, además de poder indicar las zonas que pueden estar sufriendo levantamiento, sirve como estimador del volumen exportado desde el relieve a la cuenca sedimentaria de destino de los materiales erosionados.
- Curva hipsométrica. La curva hipsométrica indica la distribución de áreas y alturas relativas para una cuenca de drenaje (Pike and Wilson, 1971). Su forma y el área por debajo de esta son indicadores del estado evolutivo de un relieve, desde aquel más joven al más maduro (Willgoose and Hancock, 1998). En este trabajo se han extraído las curvas hipsométricas mediante la herramienta Calhypso (Pérez-Peña et al., 2009b).
- Análisis de perfiles normalizados. Los perfiles normalizados de los ríos pueden ofrecer una información similar a la curva hipsométrica pero su estudio en detalle puede ofrecer evidencias de procesos endógenos o exógenos que perturben el perfil de equilibrio de un río (Demoulin, 1998; Ruszkiczay-Rüdiguer et al., 2009).

Se prevé comparar los resultados de las diferentes técnicas con los datos geológicos existentes de la zona de estudio para intentar interpretar los valores obtenidos y ver si ayudan a identificar y/o explicar características geológicas y geomorfológicas de la zona.

RESULTADOS

La aplicación de diferentes análisis cuantitativos del relieve ha permitido detectar la huella dejada en el relieve por diferentes procesos geológicos activos. A continuación se describen brevemente algunos ejemplos, donde los resultados obtenidos pueden aportar nueva información para mejorar la cartografía geológica de la zona de estudio y, promover nuevos estudios en ella.

En el límite norte de la Cordillera Volcánica Central de Costa Rica existe un cabalgamiento activo llamado falla de San Miguel (Montero et al., 2010),

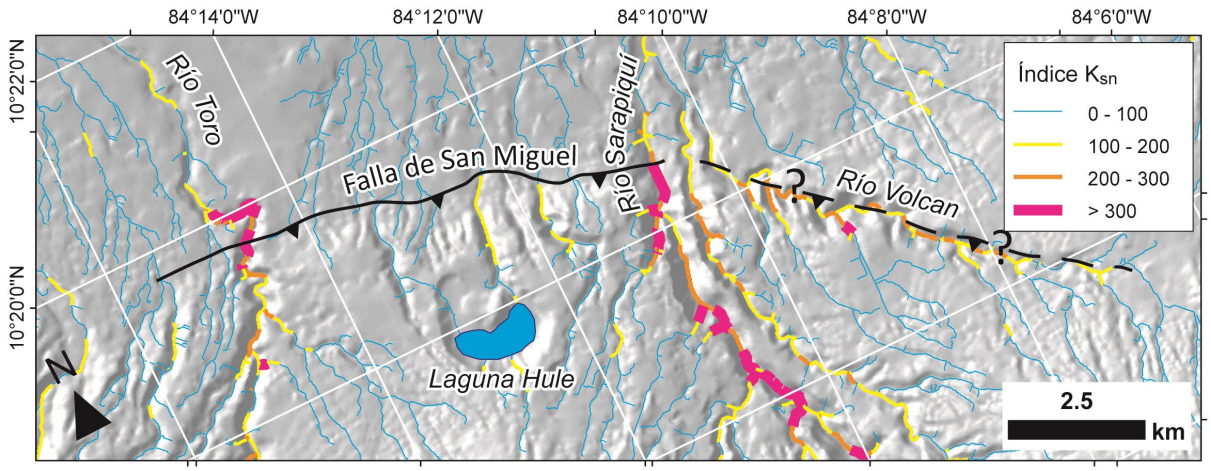


Fig. 2: Modelo de sombreado del relieve de la zona de la Falla de San Miguel situada al norte del volcán Poás donde se han representado los valores del índice K_{sn} a lo largo de la red de drenaje. Observar como los valores más altos del índice se concentran en los ríos Toro y Sarapiquí. Muchos tramos con valores mayores de 100 se sitúan en relación con la falla de San Miguel que presenta una clara expresión superficial al oeste del río Sarapiquí. Al este de este río, la falla de San Miguel ha sido dibujada en varias cartografías pero hasta ahora no existían evidencias claras que indicaran por donde se podría dibujar exactamente su traza. Los valores altos del K_{sn} a lo largo del río Volcan podrían ser las primeras evidencias que indicarían que la falla discurre en paralelo a ese río.

que presenta una traza discontinua. El análisis área-pendiente podría ayudar en la cartografía de la traza de la falla allí donde no presenta una clara expresión superficial. El río Volcán, que parece coincidir con la continuación de esta falla, presenta valores anómalos en los índices SL_k y K_{sn} (Fig. 2), lo cual no se observa en los demás cauces que atraviesan los terrenos circundantes. Esto hace sospechar que la falla transcurre a lo largo de este curso fluvial y su expresión superficial se ha enmascarado por los procesos volcánicos que han modificado el relieve de esa zona, y quizá por una menor tasa de actividad tectónica.

Se han identificado diversas anomalías en el índice SL_k a lo largo del río Toro en el flanco NO del volcán Poás. Estas anomalías están relacionadas con puntos de inflexión (*knickpoints*) causados por tres procesos diferentes: (1) la posible actividad de una falla (Anomalía 1, Fig. 3); (2) una colada de lava reciente procedente del Poás que obturó el valle del río Toro (Anomalía 2, Fig. 3); y (3) una avalancha de derrubios procedente del volcán Congo que posiblemente también obstruyo el valle (Anomalía 3, Fig. 3).

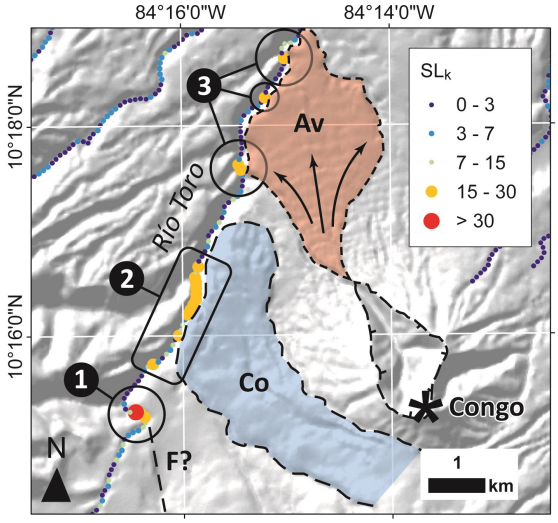


Fig. 3: Anomalías en el índice SL_k a lo largo del curso alto del río Toro y sus posibles explicaciones. Av: Avalancha de derrubios. Co: Colada volcánica reciente. F?: Posible falla activa (Falla Carbonera?)

El desnivel local, las curvas hipsométricas y el mínimo volumen de erosión calculados para las cuencas que drenan la Cordillera Volcánica Central podrían estar íntimamente relacionados con la actividad a largo plazo de los diferentes volcanes que forman parte de este macizo. Por ejemplo, como se puede observar en la Figura 3, las cuencas hidrográficas que drenan al Caribe y que cubren las laderas del Poás presentan valores de la integral hipsométrica mayores que aquellas que su cabecera se sitúa en los flancos norte del Barva, Irazú y Turrialba (Fig. 4). Esto podría indicar que el Poás ha tenido una actividad reciente mucho mayor que sus vecinos situados al este que no ha dejado tiempo a la red de drenaje a buscar su perfil de equilibrio. Esto es claro cuando se estudian en detalle cada uno de los perfiles de los ríos de la zona. Por ejemplo, la cuenca del río Sarapiquí (Fig.5) muestra valores altos de la integral hipsométrica y su perfil presenta características de un relieve joven que además parece modificado tanto por los procesos volcánicos, que producen convexidades en su curso alto, como tectónicos, que generan varios puntos de inflexión (*knickpoints*) en su curso bajo (ver Figura 5).

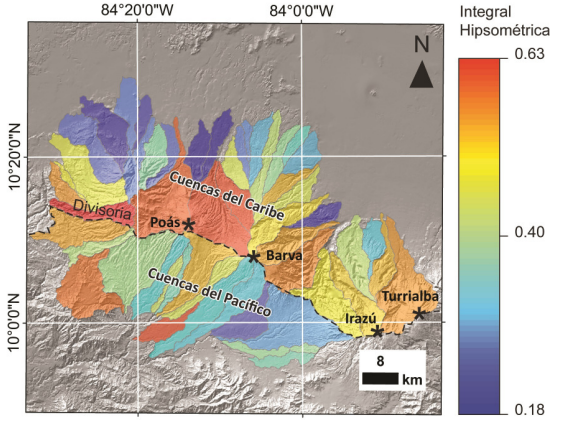


Fig. 4: Valor de la Integral Hipsométrica de cada cuenca hidrográfica que drena la Cordillera Volcánica Central. Observar como los valores mayores coinciden con las cuencas que drenan el Poás y son más bajos en las laderas de los volcanes Barva, Irazú y Turrialba.

DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES FINALES

Las ventajas que pueden ofrecer las técnicas de análisis del relieve en zonas volcánicas activas, y sobre todo, en aquellas áreas donde el estudio del vulcanismo es complicado a causa del clima o la escasez de afloramientos, no han sido bien conocidas hasta el momento.. Los resultados aquí presentados son solamente una mínima parte de los puntos que se están investigando en la Cordillera Volcánica Central mediante los citados métodos. El análisis cuantitativo del relieve produce una gran cantidad de información que es costoso deprocesar e interpretar. Gracias a la generalización del uso de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) y, a la disponibilidad de Modelos Digitales del Terreno, de mayor resolución espacial, es más fácil en la actualidad detectar anomalías en el paisaje que conocer su causa. Esta primera experiencia ha

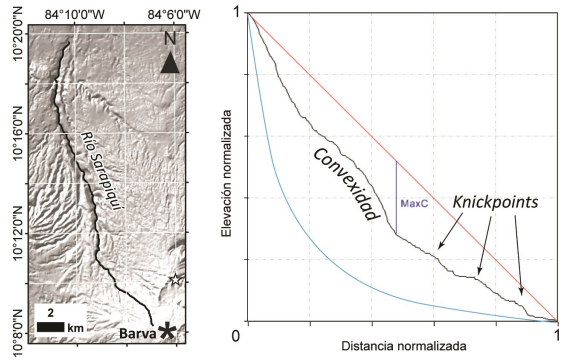


Fig. 5: Localización del curso alto del Río Sarapiquí sobre un modelo de sombreado del relieve (izquierda) y perfil normalizado de ese tramo (derecha). Se observa la gran convexidad posiblemente relacionada con el crecimiento del edificio volcánico del Poás y los knickpoints relacionados con la actividad tectónica. El más bajo de estos últimos está claramente relacionado con la actividad reciente de la Falla de San Miguel (ver Fig. 2)

supuesto una aproximación inicial a la zona de estudio. En su caso, los métodos de estudio indirectos han demostrado ser muy útiles dada la dificultad del trabajo sobre el terreno a causa del clima y la densa vegetación de la zona Central de Costa Rica, que siempre dificulta el acceso a las zonas de interés. Se espera además que los resultados puedan optimizar el trabajo de campo, ya que éste puede focalizarse en el estudio de los puntos claves que ayuden a entender la geología de la zona. Como se ha presentado en el caso de la falla de San Miguel (Fig. 2) y las anomalías del río Toro (Fig. 3), los métodos utilizados permiten analizar una zona muy amplia en poco tiempo y a través de sus resultados se puede completar la cartografía geológica y geomorfológica de la zona de estudio. El aspecto analítico de los métodos también ofrece la posibilidad de plantear hipótesis sobre la evolución geológica y del relieve (Fig. 4), con los que apoyarse para reforzar otros datos como pueden ser dataciones, estimaciones de tasas de erosión, etc. como ya se está llevando a cabo en zonas tectónicamente activas (ver por ejemplo los trabajos de Pérez-Peña et al., 2010; Matoš et al., 2014; Bellin et al., 2014 y Azañon et al., 2015).

Agradecimientos: J.P. Galve quiere agradecer al Ministerio de Economía y Competitividad de España su ayuda mediante el contrato del Programa "Juan de la Cierva" gracias al cual está desarrollando esta investigación.

Referencias bibliográficas

Azañón, J.M., Galve, J.P., Pérez-Peña, J.V., Giaconia, F., Carvajal, R., Booth-Rea, G., Jabaloy, A., Vázquez, M., Azor, A., Roldán, F.J. (2015). Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): is denudation keeping pace with uplift? *Tectonophysics* In Press.

Bellin, N., Vanacker, V., Kubik, P.W., (2014). Denudation rates and tectonic geomorphology of the Spanish Betic Cordillera. *Earth and Planetary Science Letters* 390, 19-30.

Burbank, D.W., Anderson, R.S. (2013). Tectonic Geomorphology, 2nd ed. Blackwell Science, Oxford.

Castillo, M., Muñoz-Salinas, E., Arce, J.L. (in press). Evaluación del sistema erosivo fluvial en el volcán Popocatépetl (México) mediante análisis morfométricos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*.

Demoulin, A. (1998). Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). *Geomorphology* 24, 189–208.

Galve, J.P., Piacentini, D., Troiani, F., Della Seta, M., (2013). Stream length-gradient index mapping as a tool for landslide identification. En: Pardo-Igùzquiza, E., et al. (Eds.), Mathematics of Planet Earth, Lectures Notes in Earth System Sciences. Ed. Springer- Verlag, Berlin Heidelberg (Alemania), 343–346.

Kirby, E., Whipple, K.X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology* 44, 54–75.

Marshall, J.S., Fisher, D.M., and Gardner, T.W., (2000). Central Costa Rica Deformed Belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block: *Tectonics*, 19, 468–492.

Matoš, B., Tomljenović, B., Trenc, N. (2014). Identification of tectonically active areas using DEM: a quantitative morphometric analysis of Mt. Medvednica, NW Croatia. *Geological Quaterly* 58, 1–19.

Menéndez, I., Silva, P.G., Martín-Betancor, M., Pérez-Torrado, F.J., Guillou, H., Scaillet, S., (2008). Fluvial dissection, isostatic uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). *Geomorphology* 102, 189-203.

Molin, P., Pazzaglia, F., Dramis, F., (2004). Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, southern Italy. *American Journal of Science* 304, 559-589.

Montero, W., Soto, G.J., Alvarado, G.E., Rojas, W., (2010). División del deslizamiento tectónico y transtensión en el macizo del volcán Poás (Costa Rica), basado en estudios neotectónicos y de sismicidad histórica. *Rev. Geológica América Cent.* 43, 13–36.

Montero, W., Lewis, J.C., Marshall, J.S., Kruse, S., Wetmore, P., (2013). Neotectonic faulting and forearc sliver motion along the Atirro-Rio Sucio fault system, Costa Rica, Central America. *Geol. Soc. Am. Bull.* 125, 857–876.

Pérez-Peña, J. V., Azañón, J.M., Azor, A., Delgado, J., González-Lodeiro, F., (2009a). Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 16–25.

Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Azor, A., (2009b). CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Computers & Geosci*ences 35, 1214–1223.

Pérez-Peña, J. V., Azor, A., Azañón, J.M., Keller, E.A. (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology* 119, 74–87.

Pike, R.J., Wilson, S.E. (1971). Elevation-Relief Ratio, Hypsometric Integral, and Geomorphic Area-Altitude Analysis. *Geological Society of America Bulletin* 82, 1079 – 1084.

Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Fodor, L., Horváth, E., Telbisz, T. (2009). Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: A DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. *Geomorphology* 104, 203–217.

Troiani, F., Galve, J.P., Piacentini, D., Della Seta, M., Guerrero, J., (2014). Spatial analysis of stream length-gradient (SL) index for detecting hillslope processes: A case of the Gállego River headwaters (Central Pyrenees, Spain). *Geomorphology* 214, 183–197.

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, 661–674.

Willgoose, G., Hancock, G. (1998). Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. E*arth Surface Processes and Landforms* 23, 611–623.

Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Synder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B.T., Sheehan, D. (2006). Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls, in: Willett, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T., Fisher, D.M. (Eds.), Tectonics, Climate and Landscape Evolution. *Geology Society of America Spetial Papers*, pp. 55–74.

TECTONIC GEOMORPHOLOGY AND VOLCANISM IN THE AYORA-COFRENTES TECTONIC CORRIDOR, VALENCIA (PREBÉTIC, SE SPAIN)

P.G. Silva [(1)], J.L. Giner-Robles [(2)], J. Elez [(1)], M.A. Rodríguez-Pascua[(3)]. M.A. Perucha[(3)], E. Roquero[(4)] P. Huerta[(1)], A. Martínez-Graña[(1)]

(1) Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca, Escuela Politécnica Superior. Avila. Spain. pgsilva@usal.es; j.elez@usal.es; phuerta@usal.es; amgrana@usal.es
(2) Dpto. de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, Cantoblanco (Madrid), Spain. jorge.giner@uam.es
(3) Instituto Geológico y Minero de España, IGME. Madrid, Spain. ma.rodriguez@igme.es , ma.perucha@igme.es
(4) Dpto. de Edafología. E.T.S.I. Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid. Madrid, Spain. elvira.roquero@upm.es

Resumen (Geomorfología tectónica y vulcanismo en el Corredor Tectónico de Ayora-Cofrentes, Valencia (Prebético, SE España): *El presente trabajo aborda el análisis del Corredor Tectónico de Ayora-Cofrentes (ACTC) en el entorno de la Central Nuclear de Cofrentes. El estudio sigue las líneas-guía de la IAEA (SSG-9) en cuanto a los criterios y las escalas de estudio recomendados para las investigaciones sobre tectónica activa y paleosismología aplicadas al análisis de la peligrosidad sísmica en instalaciones nucleares. Se realiza una crono-secuencia preliminar de las diferentes paleo-superficies identificadas desde el Turoliense hasta el Calabriense en base a datos paleontológicos existentes, así como la de las terrazas fluviales cuaternarias. Se identifica que los niveles de +120 a +100 m y el de +40-50 m han sido afectados por la actividad volcánica (stromboliana). cuaternaria de los Volcanes de Agras (1,1 – 1,5 Ma) y Pico del Fraile (0,5 – 0,6 Ma) respectivamente. La Terraza de +40 m presenta severas deformaciones como consecuencia de actividad volcánica, tectónica y halocinética sinsedimentaria. Se identifica un radio mínimo de 5 km en el que todas estas deformaciones son significativas.*

Palabras clave: Tectónica Cuaternaria, Volcanismo, Rift Ayora-Cofrentes, Prebético, Valencia (España)
Key words*: Quaternary tectonics, Vulcanism, Ayora-Cofrentes Rift, Prebetic, Valencia (Spain)*

INTRODUCTION

This work presents the preliminary results on the northern end of the N-S Ayora-Cofrentes Tectonic Corridor (ACTC; Prebetic, SE Spain) coming from the application of the geological research recommended in the Seismic Safety Guide SSG-9 (IAEA, 2010) for Seismic Hazard assessment in Nuclear Installations. The preliminary work has been focused on decreasing research scales of 50 km, 25 km and 10 km radii (Fig.1) on which a broad to detailed tectonic geomorphology studies have been carried out. In detail, the 10 km radius area has been considered of interest since this is the area (c. 600 km^2) commonly affected by stronger historical earthquakes (6.5 – 7.0 Mw) in Spain (Silva and Rodríguez-Pascua, 2014). The study of the tectonic geomorphology of an area is the first step to asses the impact of seismicity on the landscape (Guerrieri *et al.*, 2015). In this case, the occurrence of significant volcanic activity in the area (Agras Volcano, Cofrentes; Fig. 1) make also necessary to evaluate the role of recent tecto-volcanic processes as recommended in the SGS-9 (IAEA, 2010).

GEOLOGICAL FRAMEWORK.

The study area is located in the junction zone of the Iberian Cordillera (North) and the External Betic (South) domains in the western border of the Valencia and Albacete provinces (Fig.1). This particular zone is labeled as the Faulted Betic Foreland (FBF) as defined by Santiesteban *et al.* (1990), and characterized by an overall ENE-WSW extension caused by the far-field N-S compressive stress of the Betic Cordillera. Recent geodetic analysis comparing the Prebetics and the Internal Betics GPS records suggest the occurrence of a subsidiary E-W extension in the zone triggered by N-S crustal shortening (Sánchez Alzola et al., 2014). Extensional tectonics favored the development of km-scale NNW-SSE and E-W normal and strike-slip faults separating large tabular blocks of Cretaceous materials (Caroch and La Pared Tablelands; Fig.1). In this transtensional tectonic scenario large N-S graben-basins and the widespread injection of plastic Triassic materials (Keuper facies) occurred during the Late Neogene (IGME, 1980; Santiesteban et al., 1990). According to these authors graben-margin normal faults are crustal-scale (>15 km), display maximum accumulated offsets of 300 m and are related to Quaternary alkaline volcanism (< 2.5 Myr; Ancoechea and Huertas, 2002) and present geothermal activity (Los Hervideros; Pinagua, 1998). In fact, Santiesteban et al. (1990) consider the ACTC a N-S crustal scale “rift-system”, latter related to lithospheric radial upwarping resulting in an extensional Mercedes-Star type rifting on which Triassic injections and Quaternary volcanism occurred (Baena et al., 1991).

LATE NEOGENE TO QUATERNARY CHRONO SEQUENCES.

A first step in the identification of active tectonics is the identification of the Quaternary chronosequence of landforms. As in most terrestrial environments the identification of the sequence of fluvial terraces and erosive landforms constitute the starting point. The area has been poorly studied from the geomorphological point of view. Only the Geological Map of Jalance (IGME, 1980) provide some data on terrace mapping, but the terraces are undifferentiated in age and descriptions are really limited.

The studied area constitutes the confluence zone of the Cabriel (North) and Júcar (South) rivers flowing broadly E-W from the Llanura Manchega Pliocene plains. Only in the entrance to the ACTC the Júcar river valley turns to the north till is confluence with the Cabriel river valley in the vicinity of the locality of Cofrentes. Both valleys develop large incised canyons upstream and downstream their confluence

constitutes an unique Canyon (c. 450 m deep) traversing the Cretaceous tablelands of El Caroch (Fig.2). Terrace deposits of both rivers are easily differentiated since the Cabriel one are dominantly constituted by "calcareous riverine tufas" whit high organic content (in situ or fragmented), whilst the Júcar ones are dominantly made by calcareous gravels and sand with minor calcareous tufa content. Mammal data on Pliocene and Pleistocene deposits around the Júcar valley in the Llanura Manchega

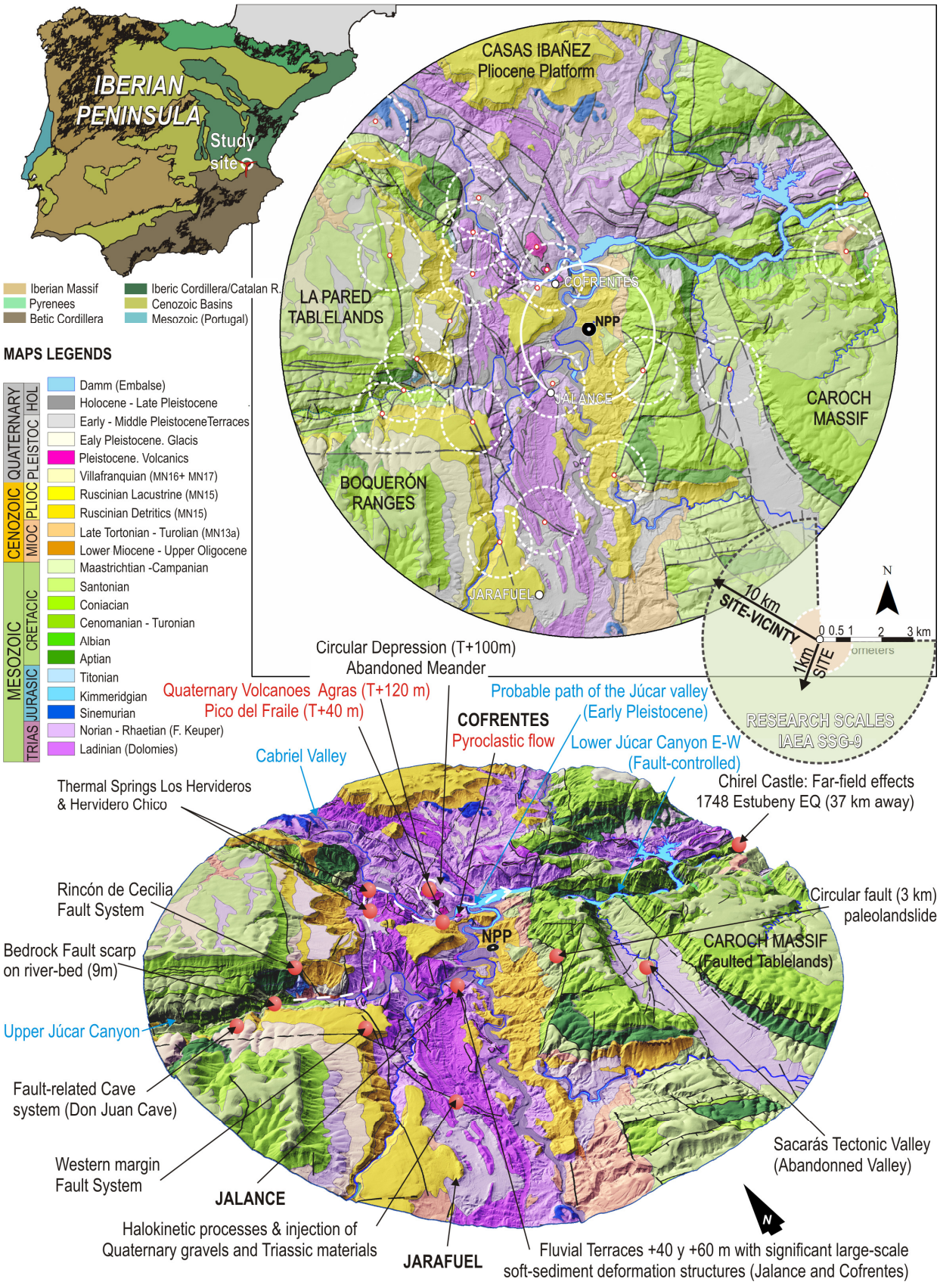


Fig. 1: Location Map (upper left), circular map 10 km radius and corresponding 3D projection showing the geology and geomorphology around the investigated site (Cofrentes NPP). The study identify twenty singular points in which Pliocene to Quaternary tectonic deformations, volcanic – geothermal activity, halokinetic proceses (salt tectonics) and relevant anomalies related to tectonic geomorphology (Tectonics – Fluvial development interactions) have been preliminary recorded.

Plain upstream the suited zone are summarized in figure 2 (Robles, 1974; Alcalá *et al.*, 1985; Mazo et al., 1990; Mazo, 1997) and allow to delineate ancient paleoground surfaces related to valley incision since Turolian-Late Tortonian times.

The older (highest) ground surface, defined by the late-Cretaceous tablelands East and West of the ACTC clearly reflects the process of upwarping and subsequent dome collapse (Fig.2). This probably occurred from the Late Oligonece (c. 25 Myr) according to the age of the older sediments filling the ACTC in the zone (IGME, 1980). During the process of upwarping river valleys started to incise on the Caroch Massif, latter inundated during the Late Tortonian generating shallow estuarine Ría-type environments as witnessed by the marine microfauna reported in the Geological Map of the zone (IGME, 1980). These surfaces normally included in paleovalleys at +650-710m above the thalwegs can be correlated with the Turolian (MN13b Biozone) lacustrine sediments hanged on the upper Júcar canyon few km upstream the AYCTC (Tolosa Mammal site; Alcalá *et al*., 1985). The correlation also indicate continuous upwarping and faulting (Fig.2).

The period of maximum valley incision, and probably multiple collapse coincides with the relevant sea-level drop related to the Messinian Salinity Crisis (MSC). In fact no marine Messinian or corresponding Turolinan MN13b , early Ruscinian MN14 deposits and paleontological sites are recorded in the entire area (Alcalá *et al*., 1985). Consequently during this period (c. 6 to 4.5 Myr ago) the main canyons valleys start to incised in the zone, located about 65 km east of the present coastline. Erosive remnants (bedrock shoulders) of these Early Ruscinian valleys are widespread developed in the Caroch massif coinciding with the flat surfaces of the neogene filling of the AYCTC in its western margin (Rincon de Cecilia; Jalance). These surfaces correlate with the Late Ruscinian MN15 Mammal sites located along the upper Júcar canyon (i.e. Alcalá de Júcar and La Recueja sites; Alcalá *et al*., 1985; Mazo, 1997). In the western margin of the AYCTC these Ruscinian Surfaces (c. 5 to 4.5 Myr) are tilted and faulted. The entire Turolian-Ruscinian serie records syn-sedimentary progressive unconformities and an accumulated offset of 300 m (Santiesteban et al., 1990), of which about c. 130 m were produced during post-Ruscinian (Plio-Quaternary) times.

All these ancient paleosurfaces delineate the pre-Quaternary history of sedimentation an erosion along the whole Júcar drainage basin (Fig. 2). The eventual sedimentary record is witnessed in the whole Llanura Manchega plain which ends in the Upper Villafranquian biozones MN16 (i.e. Piazecian) and MN17(i.e. Gelasian) as recorded in the mammal fossil sites of Valdeganga and El Rincón (Fig. 2 Alcalá et al., 1985; Alberdi *et al*., 1997). The Villafranquian surface (c. > 1.8 Myr) is widely represented in the Eastern Llanura Manchega Plain west to the ACTC, but also to the north of this tectonic depression, where several Late Neogene mammals sites have been described (Alcalá *et al*., 1985; IGME, 1980). This surface represent the end of the Plio-Quaternary sedimentation in the whole area (Pliocene platform of Casas Ibáñez; Fig. 3) actually at +380-390 m (c.720 m) above the thalwegs of the Júcar and Cabriel rivers. According to Santiesteban et al. (1990), this ultimate Plio-Quaternary sedimentation (and surface) replenished and leveled the complete ACTC. Consequently the dislocation of this Villafranquian surface at “El Rincón de Cecilia”

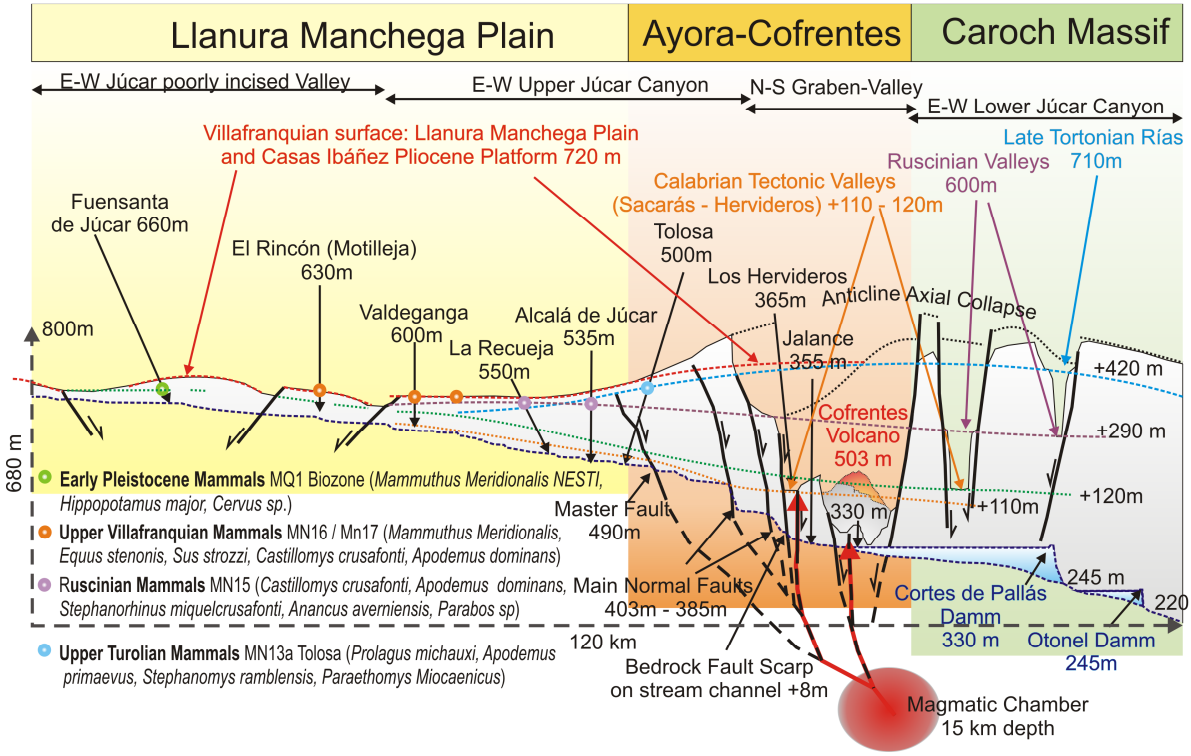


Fig. 2: Júcar River Long-profile and ridgelines illustrating the ancient paleosurfaces and tectonic deformations from the Late Tortonian (8 Myr) to Upper Villafranquian (1.8 Myr). Absolute heights reefer to the present river thalweg and ancient paleosurfaces. Relative heights (+m) indicate elevations above the present river thalwegs.

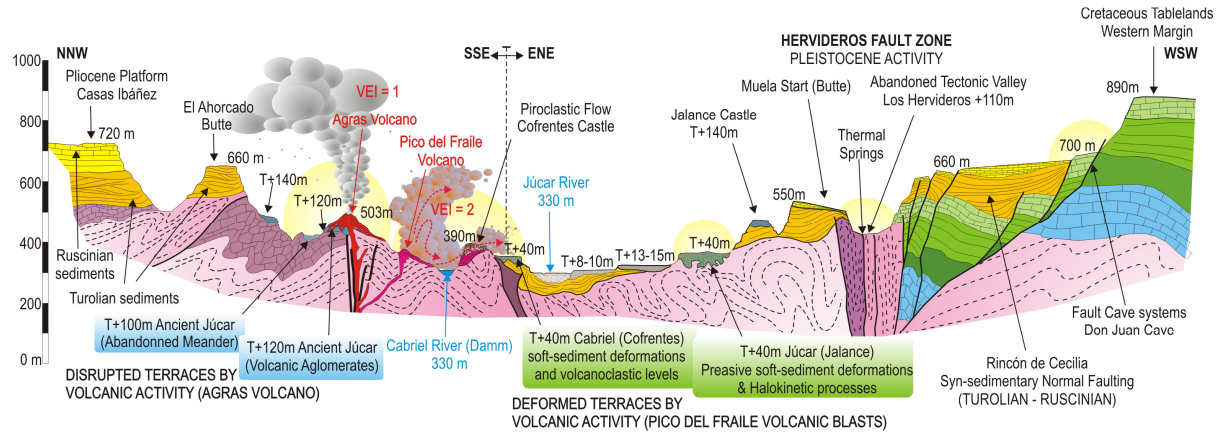


Fig. 3: Schematic cross section of the Ayora-Cofrentes Tectonic Corridor illustrating main fluvial landforms, Plio-Quaternary faults and Quaternary volcanic eruptions from the Northern margin to the western margin. Note two-folded sections NNW-SSE and ENE-WSW. The Volcanic Explosivity Index (VEI) has been preliminary evaluated from both eruptions on the basis of the theoretical volume of pyroclastic materials. Yellow semicircles behind the cross-section horizon identify the different sites of interest preliminary reported in this work.

(c. 60 m) and "Muela Start" (c. 90 m) in the western border of the ACTC (Fig. 3) can be ascribed to normal faulting during Early Pleistocene "Calabrian Stage" (1.81 - 0.78 Myr).

Highest fluvial terraces of the Júcar river in the eastern sector of the Llanura Manchega are located at +60 m (Fig. 2). In the Fuensanta de Júcar mammal site, remains of *Mammuthus meridionalis* NESTI, *Hippopotamus major* and *Cervus sp.* in this terrace level indicate and age of c. 1.1 Myr corresponding to the MQ1 Biozone (i.e. Calabrian) just before the Jaramillo SubChron (Mazo *et al.*, 1990). River long-profile correlations allow correlating this +60 m fluvial level upstream the upper Júcar Canyon with the higher fluvial levels of the Júcar-Cabriel valleys within the ACTC placed at +140 m to +120 m (Fig.2). This situates the onset of the present fluvial dissection in the zone around 1.5 to 1.1 Myr according to recent proposals of Valley fluvial dissection for Spain (Silva et al. 2013; Roquero et al., 2015). Valley development within the ACTC records the following preliminary terrace sequence: +140 m; +120 m, +100-110 m, +80-90 m, +40-50 m, + 13-15m, +8-10 m, +3-5 m (floodplains). From these terraces those ones of +120 to 100-110 m and the +40-50 m are clearly thickened (c. 10 - 20 m), disrupted or deformed by presumable coeval tectonic, volcanic and Halokinetic activity (Fig. 3). According to the aforementioned fluvial terrace models for Spain the +40-50 m terrace should develop within the ACTC around 0.5 – 0.6 Myr, during the Middle Pleistocene.

VOLCANIC AND TECTONIC DISRUPTIONS OF TERRACE SEQUENCES.

Volcanic activity in the area is recorded by the occurrence of the Agras and Pico del Fraile volcanos and the volcanic outcrop of Cofrentes (Fig. 3). K/Ar ages for these volcanic outcrops throw and age between 2.6 to 1.0 Myr (Sánchez Ridruejo and López Marinas (1975). More recent revisions of the volcanic materials (alkaline basanites) excluded a prolonged volcanic activity in time and or different volcanic phases considering a mean age for the volcanic activity of 1.8 Myr (Ancoechea and Huertas, 2002). However, the conclusions of these authors conflict with other proposals (IGME, 1980; Santiesteban, 2011) and field observations. The Geological Map of the zone (IGME, 1980) suggest a prolonged volcanic activity even until the Middle Pleistocene since fluvial sediments are affected and incorporated (volcanic agglomerates) to the volcanic materials of the Argas volcano (Fig.3). More recently, Santiesteban (2011) indicate two different volcanic edifices, Argas (older) and Pico del Fraile (younger) and clearly relates the volcanic outcrop of Cofrentes with the eruption of the younger one. According to this author volcanic activity is of strombolian type.

The activity of the Argas volcano developed a single volcano (Fig. 3) with interstratified lava flows, pyroclastic accumulations of lapilli (1 – 6 cm diamenter) and bombs (≤ 1 m). These last materials where mainly accumulated in the northern slope of the volcanic edifice in which base fluvial sediments and at least three clacrete paleosoils are interstratified with the pyroclastic beds. These basal volcanic beds rest on fluvial conglomerates corresponding to the +120 m terrace (Fig. 3). Large volcanic agglomerates of the terrace and blocks of Triassic dolomites are incorporated to the basal volcanic sequence evidencing explosive activity. The Agras volcano is enclosed in a semicircular depression partially filled by fluvial fine sediments corresponding to an abandoned meander of the +100-110 m terrace (Figs. 1; 3). The eastern segment of the meander was disrupted by the volcanic activity and maybe the cause of its eventual abandonment. The theoretical ages of these terrace levels (1.1 – 1.5 Myr) and the younger K/Ar ages determinations of Sánchez Ridruejo and López Marinas (1975) matches. Therefore the Argas volcano exploded within an active river valley and some initial phreatomagmatic activity is expected.

The Pico del Fraile Volcano develop at a lower altitude and its basal deposits runs downslope from +60 m to + 15 m above the present river thalweg. Field survey indicates that this younger volcano developed in an old valley slope with a quite high explosive activity generating large pyroclastic flows (c. 40 m thick) accumulated in the opposite slope of the valley (Cofrentes Castle outcrop; Fig.3). This suppose a theoretical accumulation of c. 3.09×10^6 m^3 (strombolian blast) of pyroclastic materials damming

the Cabriel valley. In fact, the +40 m terrace of the Cabriel is thickened (c. 20 m) upstream Cofrentes and their basal beds buckled and tilted about 20-25º SW. Soft-sediment deformation structures and the occurrence of thin ash-rich levels indicate the occurrence of residual limited explosive activity during the deposit of the +40 m terrace about 0.5 – 0.6 Myr ago. This same terrace level in the Júcar valley (Jalance outcrops; Figs. 1 and 3) is also thickened and display evidence of soft-sediment deformation structures and deformations by coeval volcano-tectonic activity (Fig. 4). No further evidence of volcanic materials has been found south of the locality of Cofrentes and in the lower terrace levels. However at present residual geothermal activity is recorded in two points near the Locality of Cofrentes (Los Hervideros springs). This has warm waters between 16–23 ºC, permanently bubbling as a result of the high concentration of in CO_2, CH_4 and MgSO of endogenous origin (Pinuaga, 1988).

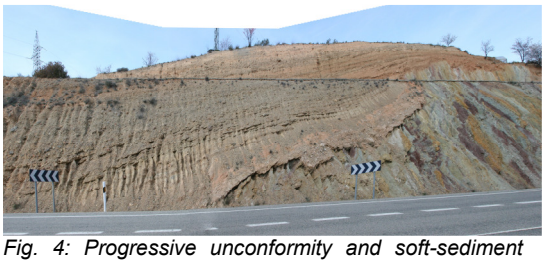


Fig. 4: Progressive unconformity and soft-sediment deformations structures recorded at the +40-50 m fluvial terrace (Júcar Valley) in the vicinity of Jalance.

CONCLUSIONS

This preliminary approach on the research of Quaternary deformations and anomalies around the Cofrentes NNP provide a first landscape chronosequence from the Late Tortonian (c. 8 Myr). Turolian (MN 12) to Upper Villafranquian (MN17) Different paleo surfaces are clearly affected by normal faulting, especially in the western margin of the ACTC (Figs 1 to 3). Valleys developed during these periods are clearly preserved in the landscape. Relationships between volcanic outcrops and fluvial terraces identify two periods of volcanic activity. The first (Agras Volcano; 1.1 – 1.5 Myr) disrupting the +120 m and +100-110 m fluvial terraces in the present Cabriel valley. The second period (Pico del Fraile volcano; 0.5-0.6 Myr) producing an strombolian blast in the lower part of the Cabriel valley, which dammed the valley triggering thickening and significant soft-sediment deformations in the + 40m terrace level. Similar significant syn-sedimentary deformations are also recorded in the +40m terrace of the Júcar at Jalance (c. 5 km away; Figs. 1 and 3). Therefore 10 km is the minimum radius to be considered in seismic safety studies around the NNP.

The study identify almost twenty different sites in which Pliocene to Quaternary tectonic deformations, volcanic – geothermal activity, halokinetic processes (salt tectonics) and relevant anomalies related to tectonic geomorphology (Tectonics – Fluvial development interactions) are recorded (Fig. 1). Explosive volcanic activity during the Middle Pleistocene (Pico del Fraile Volcano), had a minimum volcanic explosivity index (VIE) of c. 2 , which can be related to an energy release equivalent to an earthquake of magnitude c. Mw 5.0-5.5 capable to produce and horizontal ground acceleration of at least 0.25 – 0.30 g in the epicentral area (i.e. Bolt, 1993).

Acknowledgements: *This work has been funded by the Spanish research projects CGL2012-37281-C02.01: QTECTBETICA (USAL) and CATESI-07 (IGME). This is a contribution of the INQUA TERPRO Project 1299 EEE Metrics and the Working Group QTECT-AEQUA.*

References

Alberdi, M.T., Cerdeño, E. López-Martínez, N., Morales, J., Soria, D. (1997). La Fauna Villafranquiense de El Rincón-1 (Albacete). *Estudios Geológicos,* 53. 69 – 93.

Alcalá, L., Mazo, A., Morales, J. (1985). *Mamíferos de las cuencas del Júcar y Cabriel*. Informe Paleontológico IGME (Plan MAGNA 2ª Edición). 37 pp.

Ancoechea, E., Huertas, M.J. (2002). Nuevos datos geocronológicos y geoquímicos de las manifestaciones volcánicas de Picasent y Cofrentes (Valencia). *Geogaceta*, 32, 31 – 34.

Baena, J., Moreno, F., Nozal, F., Alfaro, J.A., Barranco, L.M. (1991). Mapa Neotectónico de España 1:1.000.000. ITGE-ENRESA, Madrid. 237 pp. (PDF Publication 2009).

Bolt, B.A. (1993). Earthquakes Newly Revised and Expanded. Freeman & Co. New York. USA. 331 pp.

Guerrieri L., Vittori, E., Blumetti A.M., Michetti A.M., Reicherter K.,Serva L., Silva, P.G., Fukushima, Y. (2015). The Contribution of Paleoseismology to Seismic Hazard Assessment in Site Evaluation for Nuclear Installations. *Proceedings 6th INQUA Workshop on Active Tectonics and Paleoseismology*. Fucino (Italy), 55-59.

IAEA (2010). Seismic Hazards in Site Evaluation for Nuclear Installations, *IAEA Safety Standards Series. SSG-9*, IAEA, Vienna.

IGME (1980). *Hoja de Jalance (745). Mapa Geológico de España Escala 1:50.000. MAGNA 2ª Edición*. Instituto Geológico y Minero de España. Servicio Pub. Ministerio de Industria y Energía. 38 pp.

Mazo, A.V. (1997). El yacimiento Rusciniense de Alcalá de Júcar. *Estudios Geológicos*,53, 275 – 286.

Mazo, AV.; Perez-Gonzalez, A.; Aguirre, E., 1990: Las faunas pleistocenas de Fuensanta del Júcar y El Provencio y su significado en la evolución del Cuaternario de la Llanura manchega. *Boletín Geológico y Minero*, 1013. 56-70

Pinuaga, J.I. (1998). Reseña Geológica e Hidrogeológica de "Los Hervideros de Cofrentes" (Valencia). In: *Hervideros de Cofrentes. Monografías de Aguas Minero-Medicinales*, 22. Real Academia de Farmacia, 87-100.

Robles, F. (1974). Síntesis paleontológica del Neogeno continental del Levante. *Trabajos Neógeno-Cuaternario*, 4, 117-129.

Roquero, E., Silva, P.G., Zazo, C., Goy, J.L., Masana, J. (2015). Soil evolution indices in fluvial terrace chronosequences of Central Spain (Tagus and Duero basins). Quaternary International. (On-line Dic. 2014).

Sánchez Alzola, A., Borque, M.J., Martín-Rojas, I., García Tortosa, F.J., Alfaro, P., Estevez, A., et al. (2014). Tasas de deformación GPS en la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética Oriental). *Geogaceta,* 56, 3 – 6.

Sánchez Ridruejo, C., López Marinas, J.M. (1975). Sobre la edad del volcanismo de Cofrentes. *Tecniterrae*, 6, 8 – 14.

Santiesteban, de C. (2011). *Excursión Geológica a Cofrentes: Un Viaje desde el interior de la Tierra*. Geolodía Valencia 2011. SGE, Valencia. 5 pp.

Santiesteban, de C., Saiz, J., Bello, D., Ruíz Sánchez, F.J. (1990). Tectónica y Sedimentación en el margen oeste del "rift" terciario del valle de Ayora-Cofrentes (Valencia). *Geogaceta*, 8, 44 – 48.

Silva, P.G., Roquero, E., López Recio, M.,Tapias, F. (2013). Statistical approach to the chrono-sequence of fluvial terraces in Central Spain. Actas VIII Reunión Int. Cuaternario Ibérico. Univ. Sevilla - AEQUA. pp. 29 – 33.

Silva P.G., Rodríguez-Pascua M.A. Eds. (2014). Catálogo de Efectos Geológicos de los terremotos en España. *Serie Riesgos Geológicos / Geotecnia IGME.*, 4. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 35

THE ROLE OF THE UBRIQUE NORMAL FAULT ZONE ON THE QUATERNARY ALONG-STRIKE RELIEF SEGMENTATION (WESTERN BETICS)

A. Jiménez-Bonilla [(1)], J.C. Balanyá [(1)], I. Expósito [(1)], L. Barcos [(1)], M. Díaz-Azpiroz [(1)].

(1) Dpto. Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Univ. Pablo de Olavide. C. Utrera, km. 1, Sevilla, CP 41013. ajimbon@upo.es

Resumen (El rol de la Zona de Falla Normal de Ubrique en la segmentación cuaternaria del relieve a lo largo de las directrices estructurales, Béticas Occidentales):

La Zona de Falla Normal de Ubrique (UNFZ) está constituida por fallas ONO-ESE buzantes hacia el SO, que cortan a la falla de Colmenar de edad Mioceno Medio y a pliegues NE-SO post-Serravalienses. La UNFZ presenta un sector central, con salto vertical de 1,17 km y una caída del relieve de más de 150 m, y dos zonas laterales, donde el salto se amortigua. Las fallas normales están relevadas entre sí por fallas de transferencia o "Box-Faults". Los resultados estructurales muestran que la UNFZ habría comenzado en el Tortoniense y los derivados del análisis del relieve (incluida la aplicación de índices geomorfológicos: Smf, Vf y el mapa de HI) y la información sísmica sugieren que continuaría activa durante el Cuaternario. Estos resultados destacan el papel de la UNFZ en la caída del relieve hacia el SO y de la extensión reciente paralela a las directrices estructurales en las Béticas Occidentales.

Palabras clave: Reparto de la deformación, falla normal, caída del relieve y tectónica activa
***Key words**: Strain partitioning, normal fault, relief drop and active tectonics*

INTRODUCTION

Within migrating orogenic arcs, strain can be partitioned into arc-suborthogonal shortening and coeval arc-parallel stretching. This stretching is usually accommodated by both normal and strike-slip faults (Avé Lallemant, 1996), often producing along-strike relief segmentation.

In the Western Betics, this strain partitioning mode seems to have been working from the Lower-Middle Miocene to Recent (Balanyá et al., 2007 and 2014; Jiménez-Bonilla et al., 2015). Regarding the most recent tectonic activity, the post-Serravallian shortening is mostly accommodated by NE-SW large-scale folds and reverse faults that control the main topographic ranges with altitudes up to 1.919 m (Jiménez-Bonilla et al., 2015; Fig. 1). These main ranges are interrupted along-strike by (1) the Ronda Basin whose inception is controlled by post-Serravallian NW-SE normal faults that generate basinward relief drop (Jiménez-Bonilla et al., 2015), and (2) the scarps associated with both the Colmenar Fault (Middle Miocene; Luján et al., 2000) and the Gaucín Fault (up to Upper Miocene-Pliocene; Balanyá et al., 2014) which constitute the SW end of these ranges (Fig. 1).

In this study, we analyze the Ubrique Normal Fault Zone (UNFZ) located in the W end of the Colmenar Fault. For that purpose, we use structural and geomorphological approaches in order to; (1) review its geometry and kinematics (2) analyze its age and evolution, and (3) discuss the role of these younger normal fault segments on the relief segmentation in the Western Betics.

TECTONIC AND MORPHOSTRUCTURAL TRAITS IN THE WESTERN BETICS

The main tectonic units of the Western Betics (the Alboran domain, the Flyschs Units and the Paleomargin-derived Units) piled up during the Lower-Middle Miocene main deformation event. Afterward, a post-Serravallian deformation was superimposed on it (e.g. Jiménez-Bonilla et al., 2015).

Within the Western Betics, it is noteworthy the NW-SE tectonic lineament formed by the Colmenar and Gaucín faults (Fig. 1) which separates two contrasting topographic provinces. In the NE province, NE-SW post-Serravallian shortening structures (large-scale folds and reverse faults) define the current trend-line pattern (Fig. 1). Folds were nucleated at early Tortonian and have probably been active during the last 5 Ma (Jiménez-Bonilla et al., 2015). They are responsible for the abrupt and conformable topographic relief defined by both sierras up to 1.650 m high and deeply-incised valleys (bottoms at 350-450 m). This relief sharply contrasts with the relative low-lying relief developed in the SW province, which is depressed 500 m on average respect to the mountain ranges.

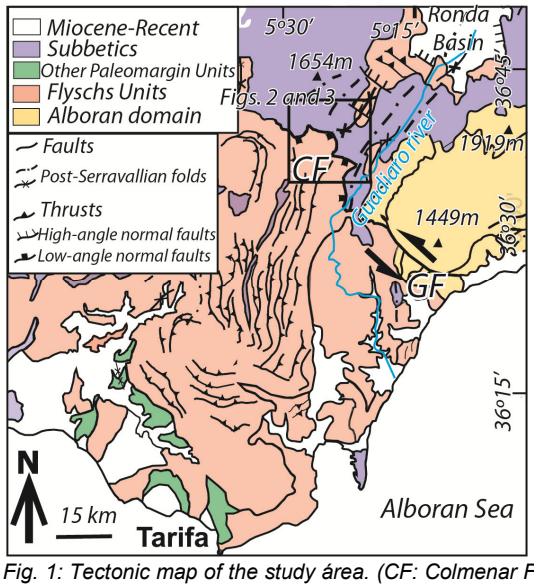


Fig. 1: Tectonic map of the study área. (CF: Colmenar Fault, GF: Gaucín Fault

The Gaucín Fault exhibits left-lateral slip and recent works based on geomorphic indices suggest that it has been active during the last 5 Ma (Fig 1; Balanyá et al., 2014). In contrast, the Colmenar Fault has been defined as a post-Lower Burdigalian to pre-Messinian low-angle normal fault, later on folded by post-Serravallian large-scale folds (Luján et al., 2000). The following sections focus on the Ubrique Normal Fault Zone which constitutes the W end of the Colmenar Fault (Fig. 1 and 2). Its hanging wall is mostly composed of Paleogene claystones and Aquitanian quarzitic sandstones belonging to the Aljibe Unit (Flyschs Trough Units; Fig. 2A). Its footwall is made up of Subbetic Units (Paleomargin-derived Units) composed of Triassic clays and gypsum, Jurassic limestones and Cretaceous to Paleogene marly-limestones (Fig. 2A).

METODOLOGY

The results of the present work come from new structural, kinematic and geomorphologic data, all of them collected in the Ubrique Normal Fault Zone area (Fig. 1). Our geomorphologic analysis can be divided into qualitative (drainage network, river longitudinal profiles and topographic profiles of fault scarps) and quantitative (i.e. geomorphologic indices).

Attending to geomorphologic indices, we have used (1) Valley floor-to-height ratio (Vf; Keller and Pinter, 2002) calculated along the Ubrique stream which flows sub-orthogonally to the normal fault zone, and (2) the mountain front sinuosity index (Smf; Keller and Pinter, 1977) which has been calculated for mountain front segments associated with the Ubrique Normal Fault Zone scarps. The combined use of Vf and Smf allow to estimate the recent activity of the studied structures. (3) Moreover, we have calculated the Hypsometric integral (HI) not for basins but for regular squares (Pérez-Peña et al., 2009). To create the map, we have used a DEM 25-m-DEM and using focal statistics (ArcGis10.2) with 10x10 cell grids. We have generated a minimum, maximum and mean DEM. The final map is built using the raster calculator:

HI = mean DEM – min DEM / max DEM – min DEM.

Associated with recent tectonic activity, HI maps usually display elongated clusters of either low or high values.

GEOMETRY AND KINEMATICS OF THE UBRIQUE NORMAL FAULT ZONE (UNFZ)

Alhough the Colmenar Fault trace is folded by post-Serravallian folds (Luján et al., 2000), the normal faults that appear at its NW tip are unfolded and they even cut Quaternary soils (Fig. 2A). These normal faults coincide with the sharper topographic relief drop observed in the area. These faults are grouped into a N110ºE striking brittle deformation band, 15 km long and up to 2.5 km wide (Fig. 2A). We call it hereafter Ubrique Normal Fault Zone (UNFZ).

The UNFZ can be divided into 3 sectors: the central UNFZ and the UNFZ western and eastern tips. The central UNFZ is mostly composed of a single, N115ºE striking fault segment 2.4 km long: the Ubrique Fault (Fig. 2A). This fault cuts a gentle SW plunging

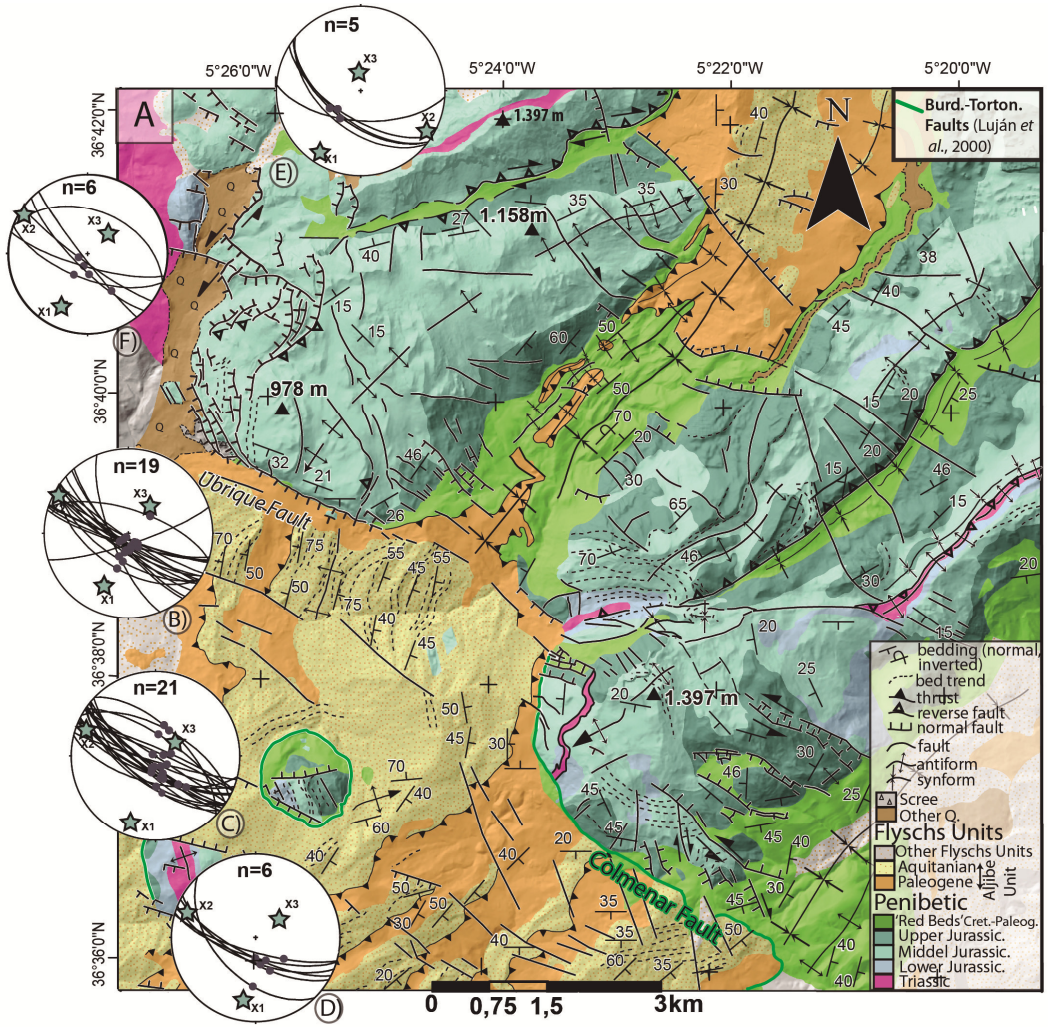


Fig. 2: (A) Structural and kinematic map of the Colmenar Fault area modified from Luján et al., 2000. (B, C and D) Stereoplots of the Western, Central and Eastern Ubrique Fault. (E and F) Stereoplots of two normal faults of the UNFZ Western tip.

(between 15º and 25º) post-Serravallian fold (Fig. 2A). The eastern prolongation of this fault limits a wide Quaternary outcrop made up of soils and screes (Fig. 2A). At outcrop scale, normal faults which are developed on Jurassic limestones form a narrow fault zone, 10-25 m wide. The main fault surface dips 75º on average to the SW, although some subordinate fault surfaces dip to the NE showing reverse fault geometries (Figs. 2B and C). Slickenlines with pitches greater than 65º together with kinematic criteria (e.g. calcite slickenfibers) indicate a dominant dip-slip component that descends the hanging wall toward the SW (N190ºE slip direction; Figs. 2B, C and D). Congruent sub-vertical extensional joints have been also observed. The throw calculated for the central Ubrique Fault is 1.170 m, diminishing to their tips.

Both to the western and to the eastern UNFZ tips, normal faults are grouped into wider normal fault zones (even wider than 2 km, Fig. 2A). In the western tip, normal faults are steeply dipping to the SW with slip directions around N220ºE (Figs. 2E and F). Using the topographic drop, a minimum throw of 200 m has been estimated. In the eastern tip, the normal faults dip mostly toward the SW. Nevertheless, a subordinate conjugate normal fault system is developed descending the NE block (Fig. 2A). Finally, to the easternmost part of the UNFZ, N110º-150ºE cartographic scale faults exhibit oblique normal, left-lateral slip (fig. 2A). This kinematic pattern seems to be related to that found in Gaucín Fault area (Balanyá et al., 2014 and Fig. 1).

The relay zone between the Ubrique Fault (central sector) and the fault zone of its western tip is characterized by an overlap zone constituted by tilted blocks, limited by high-angle NNE-SSW and WNW-ESE striking faults which can be interpreted as “box faults” (Peacock et al, 2000). The normal faults inside the western tip are linked by NNE-SSW faults with a dominant sinistral strike-slip, allowing us to interpret them as transfer faults (Fig. 2A).

TECTONIC GEOMORPHOLOGY

Geomorphologic analyses are useful to constrain the possible recent activity of the UNFZ respect to the age proposed for the Colmenar Fault. From a qualitative point of view, the Ubrique Fault has a well-preserved scarp, up to 400 m high in its central part and 200 m high at the Ubrique Fault tips (e.g. Figs. 3A and B). Additionally, the longitudinal topographic profile along the Ubrique stream allows us to detect three knick-points which spatially coincide with some UNFZ normal faults tips (Figs. 2A and 3B). It is also remarkable the existence of stream oriented subparallel with both N110ºE normal faults and N190ºE box faults of the UNFZ relay zones (Figs. 2A and 2C).

From a quantitative point of view, Smf values give remarkable low values (Smf around 1.1), which are generally associated with relatively recent or even active fronts. We obtained the lowest values in the mountain front of the Ubrique Fault, the central UNFZ (Fig. 3A). In a similar way, the Vf shows in general low values for the entire Ubrique stream (Vf < 0.5). We point out that the Vf values are increasingly higher to the S (i.e. toward the downthrown blocks of the UNFZ), from 0.26 to 0.48 (Fig. 3A).

The HI map distribution clearly shows elongated clusters of high values (HI greater than 0.75; Fig. 3A). Regarding the cluster elongation, we have differentiated 3 types. Anomalies 1 constitute WNW-ESE elongated clusters. They spatially coincide with the Ubrique Fault, with some oblique-faults of the eastern tip, and, although with lower values, with the normal faults of the UNFZ western tip (Figs. 2A and fig. 3A). Anomalies 2 form NE-SW elongated clusters which coincide with post-Serravallian shortening structures represented by reverse faults and folds (e.g. the Sierra de Líbar range; Figs. 2A and 3A). Anomalies 3 are NNE-SSW clusters which are related to transfer and box faults of the UNFZ relay zones (Figs. 2A and 3A).

DISCUSSION

In the NW sector of the Colmenar Fault, the WNW-ESW normal faults that compose the UNFZ cut both post-Serravallian large-scale folds and quaternary outcrops (Fig. 2A), thus indicating that the Middle-Miocene Colmenar Fault trace is cut and downthrown by the UNFZ.

Some normal faults of the UNFZ may have begun at Upper Tortonian because they cut and displace large-scale folds whose time-span activity is Tortonian to, at least, Pliocene (Jiménez-Bonilla et al., 2015). Our structural and geomorphologic results have pointed out that both the displacement and the related scarp height diminish toward each fault tip of the UNFZ (e.g. within the Ubrique Fault) as well as toward western and eastern UNFZ tips (Figs. 2A, 3A and 3B). Hence, this first stage, which probably occurs between Tortonian and Messinian times, would have been characterized by some single normal fault segments that would have grown and linked up to finally build the nearly continuous current fault zone. The development of current through-going faults linked inside the UNFZ is similar to those simulated in some numerical modelling within rift systems (Cowie et al., 2000).

The UNFZ activity lasted until Quaternary given that it cuts Quaternary soils. Additionally, Smf and Vf would correspond with the Class 1 defined by Silva et al. (2003), and thus indicating active structures. This conclusion is congruent with the shallow seismicity registered within the UNFZ (Seismic data from the IGN). The HI map strongly suggests that the most recent fault activity locates on the Ubrique Fault as well as on some faults of the western and eastern UNFZ tips (Fig. 3A). The HI map also emphasizes the recent activity of faults of the UNFZ relay zones and some post-Serravallian shortening structures (Fig. 3A).

Recent works pointed out the tectonic control on the SW-ward relief drop in the Western Betics due to the Upper Miocene and later activity (Balanyá et al., 2014; Fig. 1). To the NW, in the Colmenar Fault sector, both the SW-plunge of post-Serravallian folds, greater than 45º in the Sierra de Líbar antiform (Fig. 3A), and the Middle-Miocene Colmenar Fault throw have also contributed to the structural and topographic SW-ward relief drop (Fig. 2A). However, the proposed recent age together with the calculated throw suggest that the UNFZ play an important role on the final downthrown of the SW hanging wall and

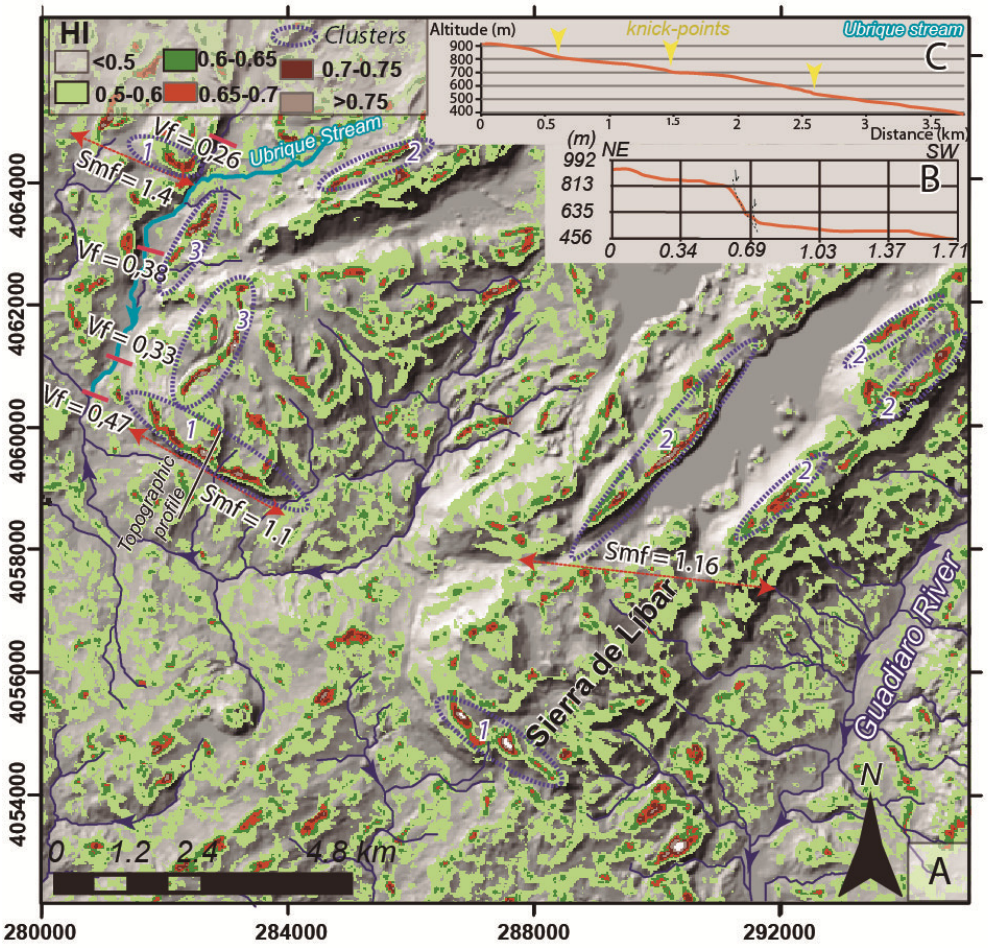


Fig. 3: (A) HI map together with Smf and Vf values. (B) Topographic profile subperpendicular to the Ubrique Fault. (C) Longitudinal topographic profile of the Ubrique stream.

on the along-strike arc-parallel stretching during the Quaternary (Figs. 2A and 3A).

CONCLUSIONS

1. Our updated geometric and kinematic data show that the Colmenar Fault is cut and downthrown by a younger normal fault zone, the UNFZ.
2. Both structural and geomorphologic results point out that UNFZ may have begun at Tortonian in the form of isolated single faults which were later linked. The UNFZ activity would be prolonged until the Quaternary.
3. The kilometric scale throw together with the recent age proposed for the UNFZ show its significant control on the recent arc-parallel stretching and subsequent SW-ward relief drop of the Subbetic ranges.

Acknowledgements:
This study was supported by projects RNM-0451 and CGL2013-46368-P. We thank V. Pérez-Peña for his comments.

References

Avé Lallemant, H. G. (1996). Displacement partitioning and arc-parallel extension in the Aleutian volcanic island arc. Tectonophysics 256, 279-293.

Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz Azpiroz, M., Expósito, I., Luján, M. (2007). Structural trend line pattern and strain partitioning around the Gibraltar Arc accretionary wedge: insights as to the mode of orogenic arc building. Tectonics 26, 1–19.

Balanyá, J.C., Barcos, L., Jiménez-Bonilla, A., Matito, E., Expósito, I., Díaz-Azpiroz, M. (2014). La zona de falla de Gaucín (Cadenas Béticas Occidentales): cinemática y rasgos morfoestructurales asociados.Geogaceta, 55, 3-6.

Cowie, P.A., Gupta, S., Dawers, N.H. (2000). Implications of fault array evolution for synrift depocentre development: insights from a numerical fault growth model. Basin research, 12, 241-261.

Jiménez-Bonilla, A., Expósito, I., Balanyá, J.C., Díaz-Azpiroz, M., Barcos, L. (*2015*). Tectonic controls on foreland basin partitioning and intermontane basin development (15-0 Ma): A case study from the western Gibraltar Arc. Tectonophysics. *Submitted.*

Keller, E.A., Pinter, N. (*2002*). Active Tectonics. Earthquakes, Uplift and Landscape. Ed. Prentice Hall, New Jersey, 362 pp.

Luján, M., Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A. (2000). Contractional and extensional tectonics in Flysch and Penibetic units (Gibraltar Arc, SW Spain): New constraints on emplacement mechanisms. Comptes Rendus de l'Academie de Sciences 330 (9) 631-637.

Peacock, D.C.P., Knipe, R.J., Sanderson, D.J. (2000). Glossary of normal faults. Journal of Structural Geology, 22, 291-305.

Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Booth-Rea, G., Azor, A., Delgado, J. (2009): Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral. Journal of Geophysical Research-Earth Surface 114, F02018.

Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. Geomorphology 50, 203-225.

ESTRUCTURA DE LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS NEOGENAS-CUATERNARIAS DEL SUR DE ECUADOR MEDIANTE DATOS DE GRAVIMETRÍA: IMPLICACIONES EN LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LOS ANDES

J. Tamay[1,2], J. Galindo-Zaldivar[2,3], P. Ruano[2,3], J. Soto[1,2], F. Lamas [4], J.M. Azañon [2,3]

(1) Universidad Técnica Particular de Loja, San Cayetano Alto, apartado postal 11-01-608
(2) Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias. 18071. Granada.
(3) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC - Univ. de Granada). 18071. Granada
(4) Departamento de Ingeniería Civil. E.T.S Ing. Caminos, Canales y Puertos. Universidad de Granada 18071. Granada

Abstract (Structure of Neogene-Quaternary basins in the southern Ecuador from gravity data: implications on the Andes tectonic evolution): *The tectonic evolution of the Andes is related to the subduction of the Nazca plate below the South America continental crust. This process has produced relief uplift and the isolation and deformation of intramontane retroarc foreland basins. The Loja, Malacatos-Vilcabamba and Catamayo basins of south Ecuador are filled by sedimentary deposits during the Middle-Late Miocene. This tectonic E-W compression event, allowed to generate faults with NNE-SSW and WNW-ESE, that together with folding determine the sedimentary pattern and depth of infill. Negative Bouguer anomalies obtained in these basins, indicate that the continental crust is distinctly thickened with minima associated to basins. The depth and asymmetry of the infill was determined by two-dimensional models perpendicular to the N-S elongation, reaching up to 500-1200 meters. Gravity research has helped to better constrain the geometry of the Neogene-Quaternary sedimentary infill that allows discussing the relationship with tectonic events and determining the geodynamic processes during Andes intramontane basin development.*

Palabras clave: Intramontane basin geometry; Gravity prospecting; Recent tectonic deformations
Key words*: Geometría cuencas Intramontañosas; prospección gravimétrica; deformaciones tectónicas recientes.*

INTRODUCCIÓN

El Ecuador se ubica al noroeste de Sudamérica, forma parte del cinturón de fuego del Pacífico, con un vulcanismo y sismicidad muy activo. Está atravesado de N-S por la cadena montañosa de la cordillera de los Andes, y hacia el Pacífico se localiza una dorsal oceánica activa denominada "Carneggie ridge" situada entre las placas de Cocos y Nazca (Fig. 1). El último ciclo orogénico durante el Meso-Cenozoico, está caracterizado por la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana en el margen Ecuador-Colombia. Este fenómeno de subducción dio origen a un régimen tectónico globalmente compresivo y a un magmatismo de arco con la formación de la cordillera de los Andes.

Hacia el sur de los Andes son características las cuencas sedimentarias intramontañosas: Azogues-Cuenca-Nabón, Loja, Malacatos-Vilcabamba y Catamayo que contienen depósitos del Mioceno Medio (Lavenu et al., 1992, 1995). Durante el Paleógeno posiblemente se produjo erosión o no hubo depósitos. Esta situación es compatible con una elevación orogénica pre-Neogena, en la que los fósiles marinos indican que algunas zonas del Ecuador se mantuvieron a baja altitud hasta 15 a 10 Ma. Hungerbühler et al., (2002), propone un modelo geodinámico que hace referencia a la reactivación de la falla Calacali-Pallatanga durante el Mioceno, que provocó el desplazamiento dextral de los terrenos de origen oceánico de la cordillera Occidental con respecto al continente sudamericano. Esta situación dio origen a la formación de cuencas pull apart en la región del ante arco (cuencas de Manabí y el Progreso), las cuales se conectaron con las áreas de Cuenca/Girón-Santa Isabel y Loja, Catamayo-Gonzanamá y Malacatos-Vilcabamba (Fig.1), mediante incursiones marinas desde el océano Pacífico, donde sistemas deltaicos y fluviales entraron y llenaron el mar somero desde el Este. Compresiones posteriores E-W en el Mioceno tardío de las unidades de ante arco causaron subsidencia contemporánea de las cuencas con facies marinas marginales más profundas que en la región interandina.

La estructura y distribución de los sedimentos en profundidad de la Cuenca de Loja, Malacatos-Vilcabamba y Catamayo, así como sus relaciones con el basamento metamórfico, no son suficientemente conocidas, a pesar de los trabajos recientes realizados en estas cuencas intramontañosas. Kennerley (1975) y Hungerbühler et al., (2002) muestran interpretaciones diferentes sobre el origen y evolución de las cuencas. Estos modelos carecen de datos fiables de geología del subsuelo que permitan corroborar las interpretaciones propuestas.

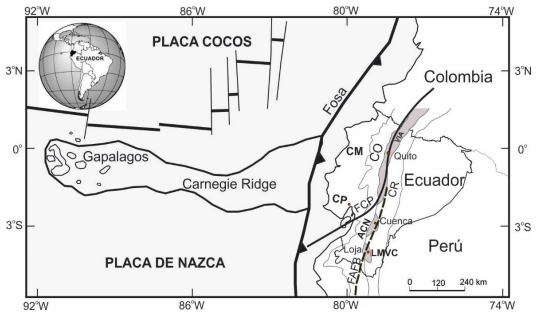


Fig. 1: Tectónica del Ecuador. CM, cuenca Manabí. CP, cuenca Progreso. FCP, falla Calacali-Pallatanga. FAFB, falla Las Aradas-Frente Baños. ACN, cuenca, Azoguez-Cuenca-Nabón. LMVC, Cuenca, Loja, Malacatos-Vilcabamba, y Catamayo. CO, cordillera Occidental. CR, cordillera Real. VIA, valle Inter Andino

Para la cuenca de **Loja** se propone un modelo geodinámico con la existencia de un alto estructural que separó dos subcuencas, con dos series estratigráficas diferentes tanto en el borde occidental como oriental. El relleno sedimentario se inició con depósitos fluviales, deltaicos y lacustres que en el sector occidental corresponden de muro a techo, a las formaciones Trigal, La Banda y Belén, y el lado oriental integradas por la formación San Cayetano. Sobre ellas reposa discordantemente la formación Quillollaco. Los estudios previos de la estructura interna indica una mitad oriental deformada por pliegues asimétricos de orientación N-S que estaría separada de la occidental por una falla vertical o normal inclinada al Oeste, que formaría una estructura tipo graben a partir del Mioceno Medio-Superior.

La cuenca de **Malacatos-Vilcabamba**, contiene una nueva serie de formaciones geológicas a partir del Mioceno Medio, que corresponden a la formación Quinara, San José, Santo Domingo, y depositada formando una discordancia angular encontramos a la formación Cerro Mandango. Los sedimentos miocénos descansan hacia el Este sobre un basamento de rocas metasedimentarias paleozoicas de la Unidad Chigüinda y en el borde Oeste sobre sedimentos volcánicos Oligocénos de la formación Loma Blanca. Se considera que el periodo de formación de esta cuenca es similar a la cuenca de Loja, como lo estableció Kennerley (1975), que dio los mismos nombres a las formaciones sedimentarias para las dos cuencas.

La cuenca de **Catamayo,** a diferencia de las otras cuencas se formó a partir del Oligoceno, separada de las otras por la acción de la falla regional Las Aradas-Frente Baños que se extiende con dirección N-S (Aspden et al,. 1992), y que desarrolla una depresión tipo graben que se extiende hacia el Sur con el Perú (Fig. 1). La cuenca tiene una elongación N-S y fue rellena por depósitos volcánicos que se extienden hacia el Sur y Oeste. Posteriormente fueron cubiertos por depósitos continentales y volcano-detriticos probablemente lacustres y parcialmente marinos, datados entre 25 y 20 Ma.

Este estudio pretende determinar la geometría del relleno sedimentario de las cuencas neógenas a partir de datos de gravimetría, y correlacionarla con datos geológicos de campo para establecer la continuación y la evolución en profundidad de las estructuras tectónicas que se observan en superficie y que muestran el desarrollo reciente de Los Andes.

METODOLOGÍA

Las medidas gravimétricas se realizaron con un gravímetro Scintrex Autograv modelo CG-5, de precisión máxima de 0.001 mGal. La posición de los puntos de medida se determinó con un navegador GPS y la cota con un altímetro barométrico de 1 m de precisión junto con un barógrafo de registro continuo instalado en una estación fija para realizar la corrección barométrica. Para obtener los valores absolutos de la gravedad en cada estación se ha tomado como referencia la base gravimétrica de Granada (España) del Instituto Geográfico Nacional, que fue utilizada para instalar una nueva base en la Universidad Técnica Particular de Loja (UTPL), con valor absoluto de la gravedad de 977432.01 mGal y 2110.5 m de cota. La deriva en este ciclo fue inferior a 0.05 mGal.

Los datos de medidas de la gravedad, fueron tomados en perfiles perpendiculares y paralelos a la elongación N-S de las cuencas, así como una red dispersa de puntos adicionales a partir de la base en la UTPL. Las medidas se realizaron en ciclos que permitieron la corrección de la deriva instrumental. Para la cuenca de Loja se tomaron 136 medidas a lo largo de perfiles con espaciado cada 200 m, y puntos adicionales cada 500 m, en la cuenca de Malacatos-Vilcabamba se levantaron 149 medidas y en la cuenca de Catamayo se realizaron 204 medidas (Fig. 2).

A los datos medidos se les aplican las correcciones de Aire libre y Bouguer, para finalmente obtener el valor de la anomalía de Bouguer respecto a una densidad de referencia media de 2,67 g/cm^3. La corrección topográfica se realizó con el modelo digital del terreno SRTM3 realizado por la NASA (http:/dds.cr.usgs.gov/srtm/versión2_1/SRTM3/South_America/) con una rejilla cada 90 m, tomando un radio hasta 23 km, en referencia a cada zona de estudio. Los datos para obtener la anomalía de Bouguer fueron modelados en 2D utilizando el software GRAVMAG V 1.7 de la British Geological Survey (Pedley et al., 1993). En los modelos se ha considerado una densidad promedio asignada a cada unidad geológica que está relacionada con la litología principal: 2,3 g/cm^3 para el relleno sedimentario y 2,67 g/cm^3 para las rocas de basamento.

INTERPRETACIÓN

La anomalía de Bouguer calculada para la cuenca de Loja tiene valores negativos entre -196 y -212 mGal, los modelos gravimétricos tienen mínimos de anomalía residual que alcanzan -9 mGal, desplazados hacia el este desde su zona central que indican la asimetría y espesor del relleno (Fig 2a, 2b). El relleno sedimentario es irregular y puede alcanzar los 1200 metros de espesor, que se correlacionan con los datos geológicos obtenidos y estructuras menores así como con la zona más plegada de orientación WNW-ESE, en el margen oriental de la cuenca.

El modelo tectónico planteado en estudios anteriores para la cuenca de Loja no se confirma con los nuevos datos. Los métodos geofísicos y geológicos utilizados han permitido hacer una interpretación de la actual estructura y profundidad del relleno sedimentario y definir la posición y vergencia de las fallas locales. La cuenca tiene un depocentro que se formó por adelgazamiento de la corteza. La posterior compresión y levantamiento formó fallas menores locales y zonas de plegamiento con fallas inversas que pudieron tener mayor actividad en el proceso de formación de la cuenca. Una extensión posterior determinó la formación de fallas normales en el borde SW de la cuenca y su situación actual.

En la cuenca Malacatos-Vilcabamba, la anomalía de Bouguer es negativa entre -187 y -208 mGal (Fig 2c) y en la cuenca de Catamayo entre -158 mGal y -190 mGal (Fig. 2e), con mínimos de anomalía residual calculados en los modelos gravimétricos entre -4 y -5

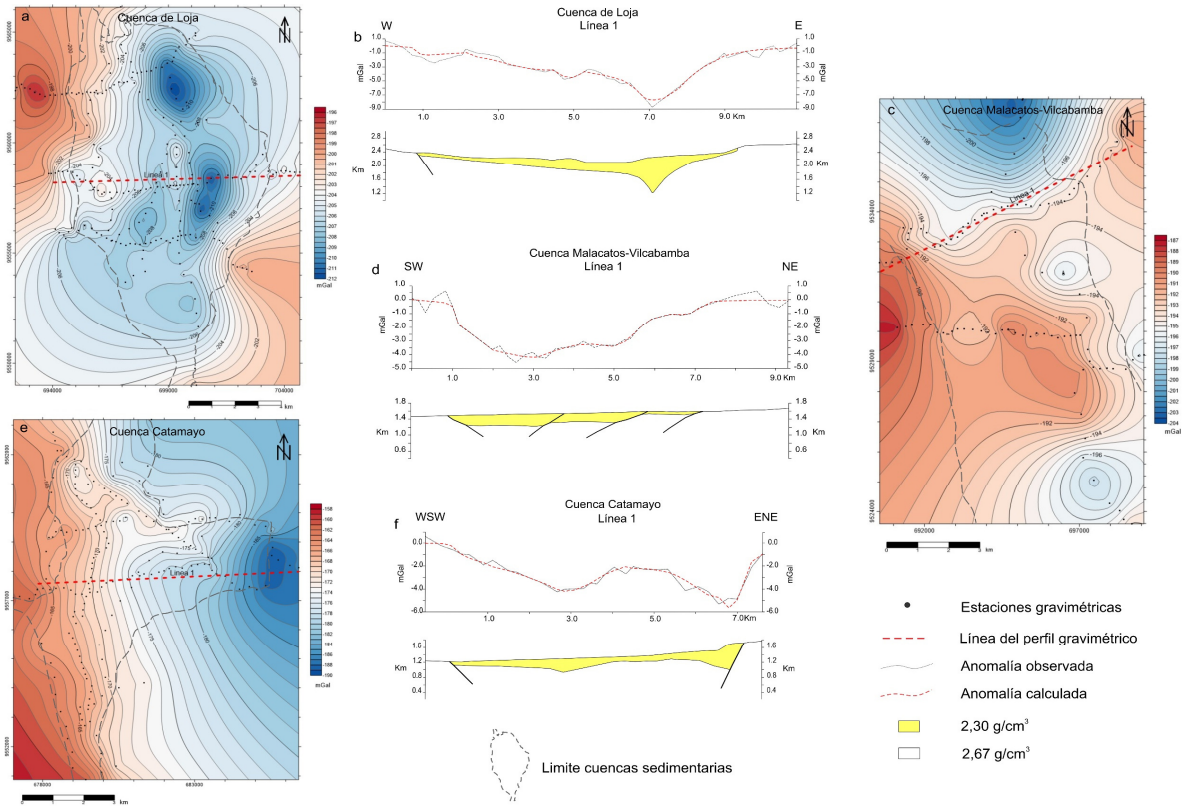


Fig. 2: Anomalías gravimétricas de Bouguer para las cuencas Intramontañosas. ***Cuenca de Loja****, (a) Mapa de anomalía de Bouguer, (b) Modelo gravimétrico línea 1.* ***Cuenca Malacatos-Vilcabamba****, (c) Mapa de anomalía de Bouguer, (d) Modelo gravimétrico línea 1.* ***Cuenca Catamayo****, (e) Mapa de anomalía de Bouguer, (f) Modelo gravimétrico línea 1.*

mGal (Fig. 2d, 2f). En la cuenca Malacatos-Vilcabamba se muestra una distribución irregular del depocentro, con altos estructurales que están relacionados a una secuencia de fallas normales con vergencia hacia el este, que forman una estructura tipo semi graben, que indica que la cuenca sufrió levantamiento y extensión. La profundidad del relleno sedimentario puede llegar a los 500 m, en la zona más baja de la cuenca. Los depósitos fluviales de la formación Cerro Mandango forman pliegues con dirección N-NW/S-SE, con buzamientos en los flancos entre 5° y 48°. Existen cambios importantes en los conglomerados hacia el sur de la cuenca que son mucho más horizontales.

Mientras que la cuenca de Catamayo alcanza un espesor máximo de 700 metros, hacia el SE la cuenca se abre y la potencia del relleno disminuye. Los estudios de gravimetría realizados indican que la cuenca está limitada por fallas normales ubicadas en ambos márgenes. La actividad tectónica, se produjo a partir de la falla regional N-S, que se extiende en el borde este que limita con rocas de basamento. Esta falla extensional sería la responsable de la individualización de las cuencas Catamayo y Malacatos-Vilcabamba. Por lo tanto se considera una falla mucho más antigua que la sedimentación. Una falla de tipo normal ubicada en el borde E de la cuenca, se formaría por el proceso extensional. Esto permitió que los sedimentos se deformen con un suave basculamiento orientados hacia el Este, formando una estructura tipo monoclinal donde la formación Gonzanamá buzan hasta 45° hacia el NE a SE. Esto indica que la cuenca sufrió una fuerte erosión en el Mioceno. Probablemente la actividad tectónica en el borde W fue más reciente e intensa y provoco el levantamiento de la cuenca en el borde oriental, que es notorio por la irregularidad de la posición de las rocas de basamento. Los modelos gravimétricos indican una estructura con un depocentro más profundo hacia el norte, que estaría controlado por fallas locales, probablemente relacionadas con las intrusiones de cuellos volcánicos existentes en el borde oeste de la cuenca.

CONCLUSIONES

La combinación de datos de gravimetría y las observaciones geológicas de campo han permitido determinar la evolución tectono-sedimentaria de las cuencas neogenas del sur de Ecuador. El depocentro de la cuenca de Loja está alineado N-S, con espesores del relleno sedimentario entre 500 y 1200 m desplazados hacia el este de la zona central de la cuenca. La parte oriental está afectada por pliegues apretados asociados a fallas inversas con vergencia este y fallas locales normales se localizan en su borde suroeste. La cuenca Malacatos-Vilcabamba está formada por un semi graben asociado con eventos extensionales, con una posterior compresión que deformó los sedimentos hasta su posición actual. La presencia de discordancias angulares y pliegues asimétricos indican el carácter progresivo del evento de compresión simultánea con la sedimentación. La cuenca Catamayo, a diferencia de las otras cuencas, muestra una marcada asimetría en relación con las fallas regionales N-S ubicadas respectivamente en los bordes oriental y occidental que produjeron eventos de basculamiento sucesivos. La actividad tardía de una falla normal más joven, hacia el borde occidental de la cuenca habría condicionado la

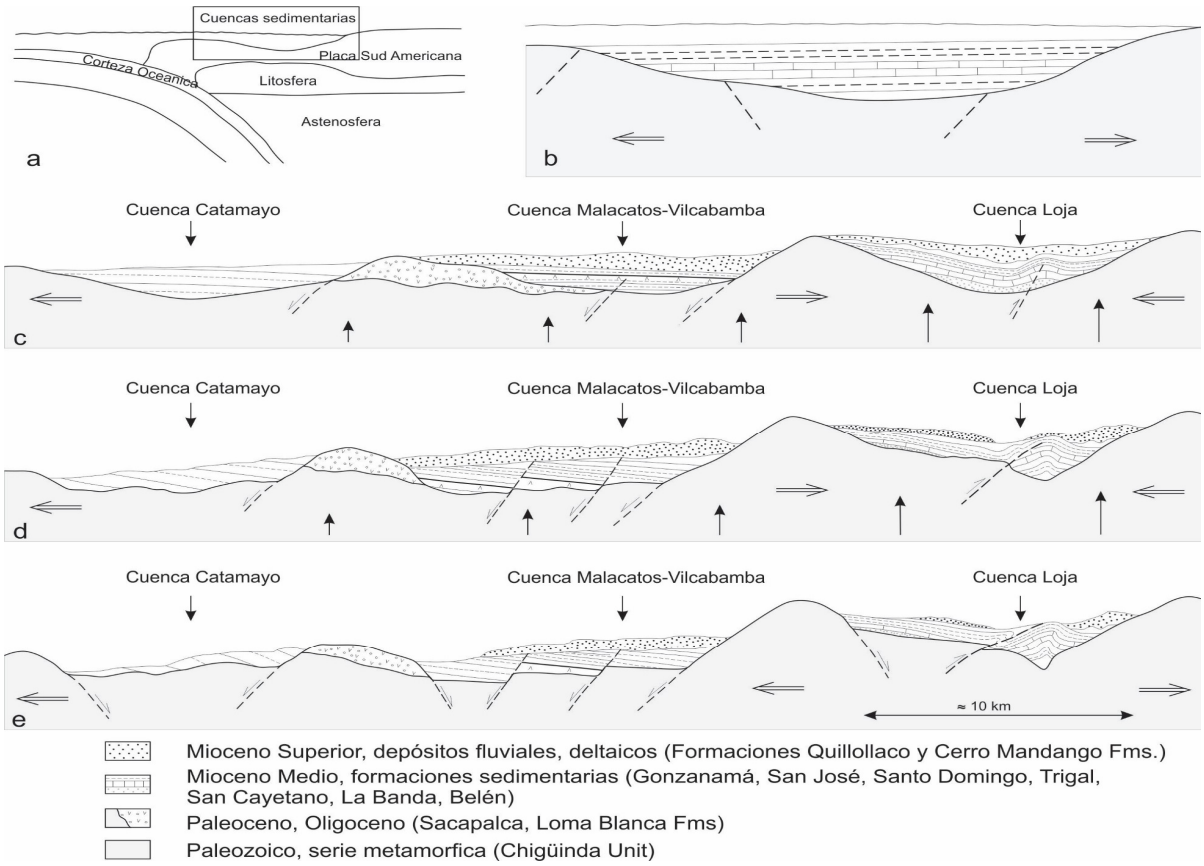


Fig. 3: Evolución tectono-sedimentaria de las cuencas Intramontañosas. (a) Debilitamiento de corteza continental y formación de cuencas, (b) Detalle adelgazamiento cortical de corteza continental, (c) Compresión y levantamiento regional y local, (d) Levantamiento regional y compresión y extensión local, (e) Deformaciones extensionales tardías y posición actual de cuencas.

inclinación actual hacia el oeste de toda la cuenca (Fig. 3).

La evolución reciente de los Andes queda reflejada por las deformaciones en las cuencas intramontañosas. En primer lugar se produjo una primera etapa de adelgazamiento de la corteza continental, con fallas regionales que afecto el basamento metamórfico, lo que facilitó la transgresión del Océano Pacífico y el depósito de sedimentos marinos. Posteriormente, una etapa de compresión regional afectó las cuencas formando depresiones con orientaciones N-S y determinando su levantamiento. En una etapa posterior se depositaron sedimentos fluviales y lacustres, asociados a un nuevo levantamiento de la cuenca de Loja en relación con las otras cuencas. Sin embargo las cuencas Malacatos-Vilcabamba y Catamayo se vieron afectadas más intensamente por las deformaciones extensionales recientes de la parte superior de la corteza engrosada de los Andes (Fig. 3a, 3b, 3c y 3d).

Agradecimientos: Esta investigación se realizó bajo la colaboración de investigadores de la Universidad de Granada y de la Universidad Técnica Particular de Loja (Ecuador).

Referencias bibliográficas

Aspden, J.A., and Litherland, M. (1992). The geology and Mezosoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tecthonophysics* 205, 185-204.

Hungerbühler, D. Steinmann, M. Winkler, W. Seward, D. Egüez, A. Peterson, D. Helg, U. Hammer, C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews* 57, p.75-124.

Kennerley, J.B., Almeida, L. (1975). *Mapa geológico del Ecuador, hoja de Gonzanamá (57), escala 1:100.000*. Instituto Geográfico Militar (IGM), Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos (MRNE), Dirección General de Geología y Minas (DGGM), Institute of Geological Sciences London (IGS).

Lavenu, A., Noblet, C., Bonhomme, G., Egüez, A., Dugas, F., Vivier, G. (1992). New K-Ar age of Neogene to Quaternary dates volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: implicaciones for the relationship between sedimentation, volcanism and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* 5, 309-320.

Lavenu, A., Noblet, C., Winter, T. (1995). Neogene ongoing tectonics in the southern Ecuadorian Andes: analysis of the evolution on the stress field. *Journal of Structural Geology* 17, 47–58.

Pedley, R. C., Busby, J. P. y Dabek, Z. K. (1993). *GRAVMAG user manual –interactive 2.5D gravity and magnetic modelling*. British Geological Survey,Technical Report WK/93/26/R

MORPHOTECTONIC ANALYSIS OF THE ACTIVE REGION OF THE SIERRA-NEVADA ELONGATED EXTENSIONAL DOME

G. Booth-Rea[1, 2], G. Rodríguez-García[1], J. V. Pérez-Peña[1,3], J.M. Azañón[1,2], M. Della Seta [4], F. Giaconia [1]

(1) Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Avd. Fuentenueva s/n, 18071-Granada. gbooth@ugr.es
(2) InstitutoAndaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Granada, España
(3) InstitutoAndaluz de Geofísica. Campus Universitario de Cartuja. Universidad de Granada.
(4) Dipartimento di Scienzedella Terra, UniversitádegliStudi di Roma "La Sapienza", Roma, Italy

Morfología tectónica del segmento activo del domo extensional de Sierra Nevada: *El domo extensional de Sierra Nevada se formó por extensión en un contexto constrictivo impuesto por la convergencia NW-SE entre Nubia y Eurasia. En este contexto el bloque de muro del sistema extensional se está plegando conforme es exhumado por fallas normales. El análisis de geomorfología tectónica realizado en esta región muestra que las fallas normales determinan el gradiente topográfico principal de la región, favoreciendo un drenaje de orientación NE-SW perpendicular a las fallas. Sin embargo, al plegarse el bloque de muro, este patrón de drenaje se ve modificado por un nuevo drenaje perpendicular al eje NE-SW del pliegue, que captura al anterior. Este proceso resulta en la migración de la red fluvial hacia el NO dejando valles colgados sobre el flanco norte del pliegue anticlinal. Por este proceso las terrazas fluviales muestran una distribución extremadamente asimétrica y la migración continuada del río Torrente supone un importante riesgo geológico para las poblaciones del margen norte del río.*

Palabras clave: Río Torrente, Domo extensional de Sierra Nevada, Red de drenaje
Key words*: Torrente River, Sierra Nevada extensional Dome, drainage evolution*

INTRODUCCIÓN

The Sierra Nevada elongated dome in the Betic hinterland (Westernmost Mediterranean) is a classic example of an extensional core complex involving polymetamorphic, non-melted rocks (Martínez-Martínez et al., 2002; 2004). This extensional structure developed during NW-SE convergence between Nubia and Eurasia, which folded its footwall in a large E-W to NE-SW oriented anticline. This context favoured the interference between extensional and shortening related folds at the western end of the dome. Here, a N-S-oriented extensional rolling-hinge anticline interferes with the shortening-related NE-SW-oriented anticline (Martínez-Martínez et al., 2004; Pérez-Peña et al., 2010; Pérez-Peña et al. in press).
This tectonic setting offers a magnificent opportunity to analyse the morphotectonic evolution of a drainage system developed in a core-complex type extensional setting and its later modification by active folding. Here we study the structure of the western end of the Sierra Nevada elongated dome and its relation with the drainage evolution of the Torrente River. For this we have mapped recent faults, Quaternary fluvial terraces and associated alluvial fan sediments in the northern limb of an active anticline developed under Nubia-Eurasia convergence.

GEOLOGICAL SETTING

The rocks in the Sierra Nevada elongated dome underwent continental subduction at mantle depths during the Early to Middle Miocene and were later exhumed with the contribution of ductile-brittle extensional detachments in the core of the Betic hinterland (e.g. Platt et al., 2006). At least two extensional detachments rooted at depths of approximately 15-20 km worked sequentially to exhume the HP rocks in Sierra Nevada (Martínez-Martínez et al., 2002). The main locus of extension migrated westwards more than 100 km since the Middle Miocene (Johnson et al., 1997) followed by a N-S trending rolling-hinge fold, once the ductile footwall shear zones were exhumed to the surface. Meanwhile, tectonic shortening related to NW-SE Nubia-Eurasia convergence folded the footwall of the extensional system in a large open anticline (e.g. Johnson, 1997; Martínez-Martínez et al., 2004). These two folds interfere at the western end of the Sierra Nevada elongated dome. Here, a highly segmented system of NW-SE-oriented active normal faults linked by both sinistral and dextral NE-SW-oriented transfer faults bound the intramontane Granada late Neogene to Quaternary basin (e.g. Martínez-Martínez et al., 2006).
Folding of the Sierra Nevada elongated dome produced a negative correlation between the age obtained by Fission Track thermochrolology and elevation. Moreover, many ages younger than 5 Ma in the highest peaks of Sierra Nevada indicate that folding took place during the Plio-Quaternary (Johnson, 1997). Recent to active folding of Sierra Nevada is further supported by geomorphic analysis that show contrary strong asymmetry values at both sides of the fold hinge in the Torrente and Poqueira valleys (Pérez-Peña et al., 2010; in press).
The main rivers draining the westward end of Sierra Nevada have a NE-SW to E-W orientation, perpendicular to the topographic gradient imposed by the extensional faults (Azañón et al., 2004, Fig. 1). The Torrente River has one of the most studied catchments in this region where high incision rates of up to 1.6 mm/yr have been measured using cosmogenic dating methods (Reinhardt et al., 2006). These high incision rates have been related to local

base level lowering by the active Nigüelas-Padul normal fault.
The Padul Lake still acts as a local base level related to this fault, where continental sediments and peat have been accumulating during the last 1 million years (Ortiz et al., 2010). Although, the main rivers draining the western side of Sierra Nevada (Durcal and Torrente Rivers) are highly incised into these Pleistocene alluvial continental sediments and presently reach the Mediterranean coast.

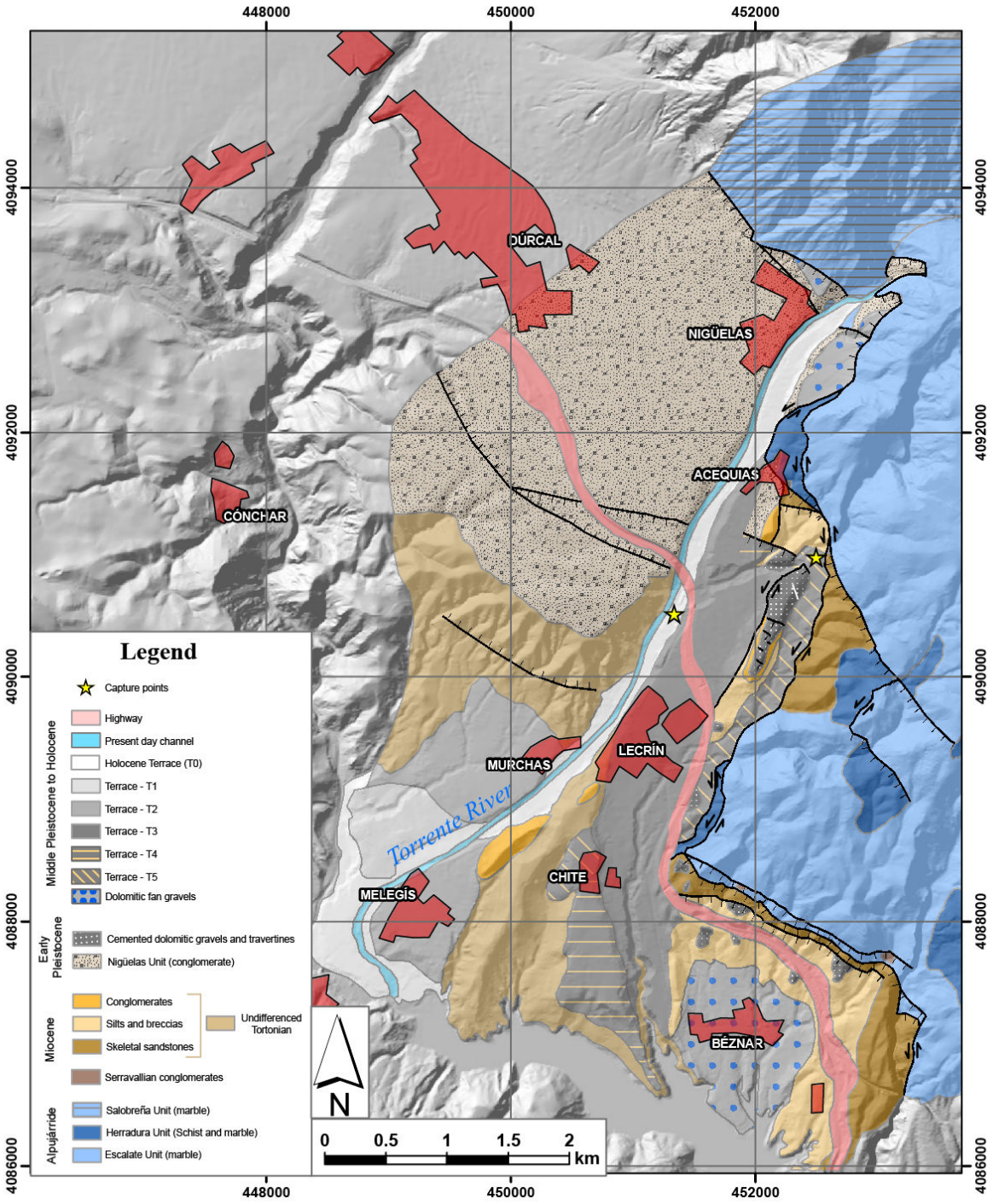


Fig. 1. Geological map of the Torrente Catchment in the study area.

STRATIGRAPHY AND GEOMORPHIC LANDFORMS

The rocks in the Torrente catchment can be grouped in three types, metamorphic basement, Neogene marine to transitional sediments and Quaternary continental sediments and landforms. Rocks of the Nevado-Filabride and Alpujarride complexes that include marbles and schists of Triassic and Palaeozoic protholiths, respectively, form the metamorphic basement. Alpujarride rocks of three different units crop out in the mapped region, from bottom to top, the Escalate, Herradura and Salobreña units (Azañón et al., 1994).
Serravallian conglomerates and marls overlain unconformably by a thick Tortonian-Turolian marine to transitional sequence represent the Neogene sediments. We have differentiated three units in the

late Miocene sequence represented by a marine conglomerate and skeletal sandstone formation deposited between 8.5 and 7.84 Ma, a marine silt unit with matrix supported breccias dated between 7.84 and 7.4 Ma and a deltaic to alluvial conglomerate succession of latemost Tortonian to Messinian age (Corbí et al., 2012).

An angular unconformity separates these late Miocene sediments from overlying Quaternary continental sediments in the Torrente catchment area. The older continental sediments correspond to alluvial fan conglomerates and red paleosoils filling in a graben structure between the localities of Pádul and Nigüelas, namely the Nigüelas formation (Fig. 1). The conglomerates are mostly clast supported and have clasts from the metamorphic basement, mostly from the Nevado-Filabride units or from the overlying Miocene sediments. These sediments can be correlated across the new motorway cutting works to the filling of the Pádul lake where a core 107 m long reached sediments of Early Pleistocene age (1 Ma, Ortiz et al., 2010). Early Pleistocene alluvial fans also developed along the mountain front defined by sinistral transfer faults to the East of Nigüelas. These are strongly cemented gravels dominated by dolomitic marble clasts fed from the Alpujarride units that define this mountain front. Although alluvial fans are still active in relation to small catchments that drain the Pádul-Nigüelas fault mountain front, the larger Dúrcal and Torrente rivers are deeply incised within the Early Pleistocene fans. Thus, the later Quaternary landforms mapped here are mostly fluvial terraces that register the progressive incision of the Torrente River.

We have differentiated six main fluvial terrace levels, from the base of an abandoned paleovalley (T5) that is perched on the transfer fault mountain front to the Holocene most recent terrace of the Torrente River (T0)(Fig. 1). Terraces T4 and T3 are preserved within a valley of the paleo-Torrente River that drained through the main villages of Lecrín (Fig. 1). Meanwhile, terraces T2 and T1 are related to the present-day valley of the Torrente River. The distribution of these fluvial terraces shows a marked asymmetry, marking a progressive migration towards the northwest of the Torrente River, probably related to successive river captures.

STRUCTURE OF THE TORRENTE CATCHMENT AREA

Structural mapping of the region where the Torrente River cuts into the Neogene to Quaternary sediments of the Granada basin shows an important structural control on the river geometry and evolution. The river exits Sierra Nevada cutting across the Padul-Nigüelas NW-SE normal fault, near the locality of Nigüelas. At this point the river passes from being strongly incised into the metamorphic basement of Sierra Nevada to developing a wide alluvial plain incised into its own Quaternary sediments. To the east of the locality of Nigüelas the extensional fault system is formed by sinistral and sinistral-normal NE-SW transfer fault segments that cut the metamorphic basement and the older Quaternary alluvial fan sediments and river terraces (Figs. 1 and 2A, B). These faults connect the Padul-Nigüelas normal fault segment with another group of parallel normal faults located between Béznar and Tablate (Fig. 1). These transfer faults accommodate the extension produced by the Pádul-Nigüelas fault and by other faults that cut the Early to Middle Pleistocene alluvial fan sediments of the Nigüelas formation. Furthermore, in this transtensive structural domain Tortonian sediments are folded dipping up to 50º towards the NE. Meanwhile, the Early Pleistocene alluvial fans related to the transfer fault zone mountain front dip approximately 15º to the NE. The NE-SW transfer faults bound locally the contact between the Early Pleistocene alluvial fan with dolomitic clasts and Middle to Late Pleistocene Torrente fluvial terrace T3. Faulting has not been detected in the younger Late Pleistocene fluvial terraces.

DISCUSSION

Mapping the faults and Quaternary landforms present in the Torrente River valley shows an intimate relationship between local tectonics and fluvial evolution. The extensional system in this area is strongly segmented with a transtensional region including both sinistral and sinistral-normal transfer faults that links two normal fault zones occurring in Nigüelas and Beznar-Tablate to the southeast. The Torrente River drainage is perpendicular to the normal fault segments, and parallel to strike-slip transfer faults to the southeast of Nigüelas. However, the distribution of fluvial terraces and abandoned paleovalleys shows a continuous migration of the Torrente River towards the NW. This migration has been accomplished by at least two river captures and by channel migration towards the northwest. We relate these captures and the northwestward migration of the fluvial system to the development of a new drainage system related to the growth of the Sierra Nevada anticline, which is oblique to the older extensional-related drainage. Present channel migration is evident near the locality of Nigüelas that is bounded by a high scarp where frequent landslides occur (Figs. 2C, D).

CONCLUSIONS

The Sierra Nevada elongated core complex developed under extension in a compressional field imposed by the NW-SE convergence between Nubia and Eurasia. In this context the footwall of the extensional system is folding as it is exhumed by the extensional faults. The morphotectonic analysis carried out here shows that the extensional faults determine the main topographical gradient in the region, favoring a NE-SW directed drainage system perpendicular to the faults. However, as the footwall of the faults starts folding, this simple drainage pattern is modified by a new drainage perpendicular to the NE-SW fold hinge that is capturing the previous drainage, leaving abandoned valleys in the northern limb of the fold. This process results in the migration of the fluvial network to the northwest producing a very asymmetric distribution of fluvial terraces and an important hazard for the villages located on the western side of the Torrente River.

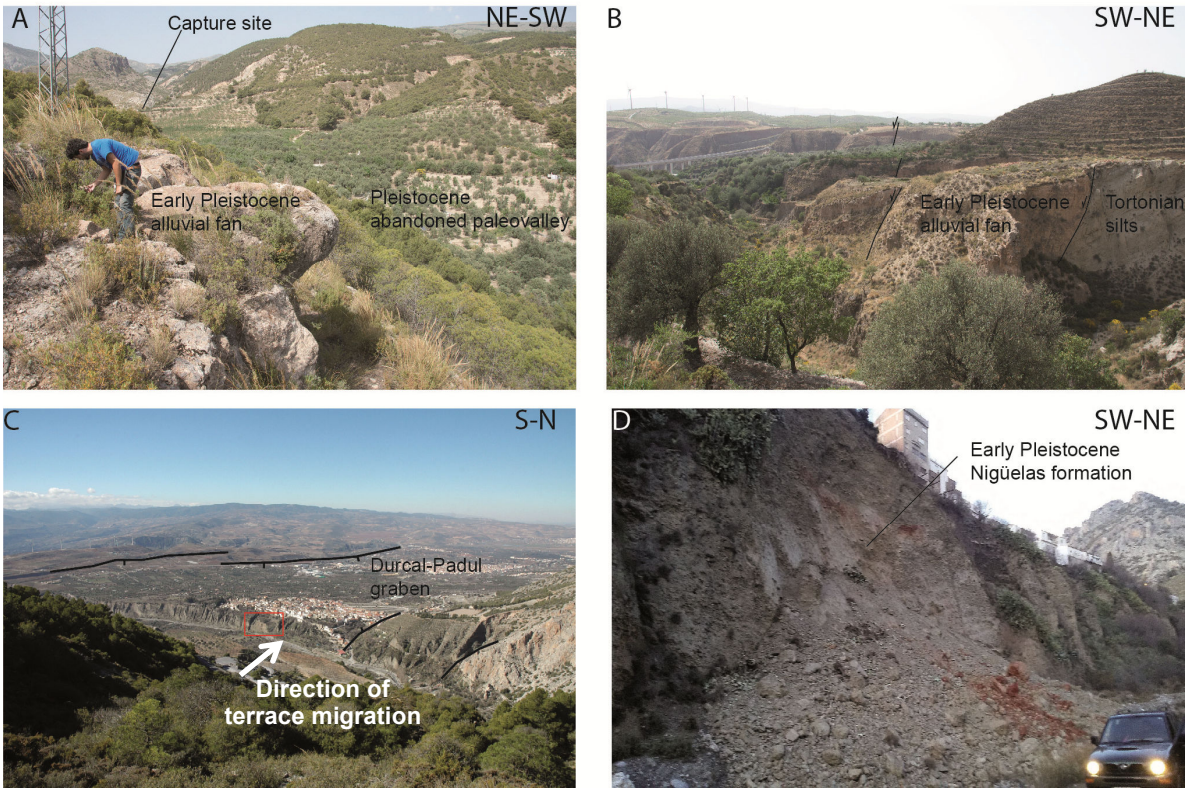


Fig. 2: Field photographs of the mapped region. A) Pleistocene abandoned palaeo-valley (Uppermost Terrace - T5) incised into Early Pleistocene alluvial fan deposits. B) Early Pleistocene alluvial fan cut by normal faults. C) Durcal-Pádul graben filled by the Nigüelas formation. Notice the erosional scarp on the northern site of the Torrente River D) Rock-slide beneath Nigüelas village.

Aknowledgements: The authors were supported by research projects CGL2011-29920, CTM2007-66179-C02-01/MAR and by the CTM2011-30400-C02-01 HADES Project from the Spanish Ministry of Science and Innovation.

References

Azañón, J. M., Azor, A., Booth-Rea, G., and Torcal, F., 2004, Small-scale faulting, topographic steps and seismic ruptures in the Alhambra (Granada, southeast Spain): Journal of Quaternary Science, v. 19, no. 3, p. 219-227.

Azañón, J. M., García Dueñas, V., Martínez Martínez, J. M., and Crespo Blanc, A. (1994). Alpujarride tectonic sheets in the central Betics and similar eastern allochthonous units (SE Spain). *Comptes Rendus Academie. Science Paris*, 318, Série II, 667-674.

Corbi, H., Lancis, C., Garcia-Garcia, F., Pina, J. A., Soria, J. M., Tent-Manclus, J. E., and Viseras, C. (2012). Updating the marine biostratigraphy of the Granada Basin (central Betic Cordillera). Insight for the Late Miocene palaeogeographic evolution of the Atlantic - Mediterranean seaway. *Geobios*, 45, 249-263.

Johnson, C. (1997) Resolving denudational histories in orogenic belts with apatite fission-track thermochronology and structural data: An example from southern Spain. *Geology,* 25, 623-626.

Johnson, C., Harbury, N., and Hurford, A. J. (1997) The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics*, 16, 189-204.

Martínez-Martínez, J. M., Booth-Rea, G., Azañón, J. M., and Torcal, F. (2006). Active transfer fault zone linking a segmented extensional system (Betics, southern Spain): Insight into heterogeneous extension driven by edge delamination. *Tectonophysics*, 422, 159-173.

Martinez-Martinez, J. M., Soto, J. I., and Balanya, J. C. (2002) Orthogonal folding of extensional detachments: Structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, 21, no. 3.

Martínez-Martínez, J. M., Soto, J. I., and Balanyá, J. C. (2004). Elongated domes in extended orogens: A mode of mountain uplift in the Betics (Southeast Spain): *En* Whitney, D. L., Teyssier, C., and Siddoway, C. S., eds., *Gneiss domes in orogeny*, 380. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 243-266.

Ortiz, J. E., Torres, T., Delgado, A., Llamas, J. F., Soler, V., Valle, M., Julia, R., Moreno, L., and Diaz-Bautista, A. (2010) Palaeoenvironmental changes in the Padul Basin (Granada, Spain) over the last 1 Ma based on the biomarker content. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 298, 286-299.

Pérez-Peña, J. V., Azor, A., Azañón, J. M., and Keller, E. A. (2010) Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexesand drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119, 74–87.

Platt, J. P., Anczkiewicz, R., Soto, J. I., Kelley, S. P., and Thirlwall, M. (2006). Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology*, 34, 981-984.

Reinhardt, L. J., Hoey, T. B., Barrows, T. T., Dempster, T. J., Bishop, P., and Fifield, L. K. (2006). Interpreting erosion rates from cosmogenic radionuclide concentrations measured in rapidly eroding terrain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 390-406.

DRAINAGE EVOLUTION ABOVE A REVERSE FAULT-RELATED FOLD: QUATERNARY FLUVIAL CAPTURE AND REORGANIZATION OF THE MEDJERDA RIVER, NORTHERN TUNISIA.

G. Booth Rea[1,2], M. Camafort [3], J. Vicente Pérez[1], F. Melki[4], C.R. Ranero[5], J. Azañón[1,2], M. Wadday [4], E. Gracia [3].

(1) Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Avd. Fuentenueva s/n, 18071-Granada. gbooth@ugr.es
(2) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Granada, España
(3) Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, Barcelona, Spain
(4) Tunis El Manar University, Faculty of Sciences of Tunis, Department of Earth Sciences, 2092 Tunis, Tunisia.
(5) ICREA at Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, Barcelona, Spain

Abstract (La evolución del drenaje fluvial sobre un pliegue relacionado con una falla inversa: La captura fluvial cuaternaria y la reorganización del sistema fluvial del río Medjerda, N Tunicia): *La evolución del drenaje fluvial en Túnez está influenciado por acortamiento NW-SE reciente que ha favorecido capturas fluviales y una reorganización de la red fluvial. El río Medjerda tiene el área de drenaje más grande de Túnez después de verse incrementada al capturar al rio Tine en el Pleistoceno. Las terrazas fluviales localizadas en el paleovalle del rio Tine han sido plegadas y elevadas sobre un pliegue relacionado con la falla inversa El Alia Tebousouk (ETF). Las terrazas fluviales se plegaron tras desplazarse el rellano de techo sobre una rampa de muro del cabalgamiento. La elevación continuada del valle del rio Tine sobre la ETF favoreció la erosión remontante del río Medjerda creando un drenaje transverso que capturó al rio Tine. Esta captura supuso un importante cambio en la distribución de sedimentos a la costa norte de Túnez, que pasó al Golfo de Túnez en lugar de alimentar el Mar Tirreno a través de los lagos de Ichkeul y Bizerta.*

Palabras clave: Capturas fluviales, cabalgamiento, rio Medjerda, Norte de Túnez.
Key words*: Fluvial captures, reverse fault, Medjerda river, Northern Tunisia*

INTRODUCTION

Numerous recent studies show that active deformation has a key role on surface processes. In shortening tectonic contexts folding and thrusting will influence the drainage system and its evolution (e.g. Jackson et al., 1996; Keller et al., 2000; Ahmadi et al., 2006; Verges, 2007; Giaconia et al., 2014). Fault-bend folds produce long linear and asymmetrical topographic ridges (Burberry et al., 2010). Furthermore, they produce a lateral component of bedrock motion towards the drainage divide that can form wind gaps and transport geomorphic features up the longer fold flank (Miller and Slingerland, 2006). Here we analyse the influence that NW-SE recent tectonic shortening has had in the drainage evolution of the largest catchment of northern Tunisia, the Medjerda River, and in particular the roll of a fault propagation fold related to the *El Alia Tebousouk reverse fault (ETF)*. We have mapped river capture sites, wind gaps and geomorphological features of the abandoned Tine River fluvial valley and related them to the activity of the ETF and its associated fold. Furthermore, we analyse the fault and fold geometry in an area where recent tectonics has been scarcely studied and where seismic risk associated to slow-rate movement faults is poorly estimated.

TECTONIC SETTING

Northern Tunisia is formed by the Tellian domain, represented by Mesozoic to Tertiary Flysch sediments of the Tethys, thrusted over foreland units of the north Maghrebian paleomargin (Melki et al., 2011; Melki et al., 2012). Present deformation in northern Tunisia is related to the northwestern motion of Nubia relative to Eurasia in the region (e.g. McClusky et al., 2003; Goes et al., 2004; Fig. 1). The main structures in the region are large sinistral-reverse NE-SW faults like the ETF and associated folds, together with conjugate NW-SE dextral faults (Perthuisot and Jauzein, 1974; Zargouni, 1978; Melki et al., 2010; Fig. 2). These structures exert an important control on local sedimentary depocentres and on geomorphological features.

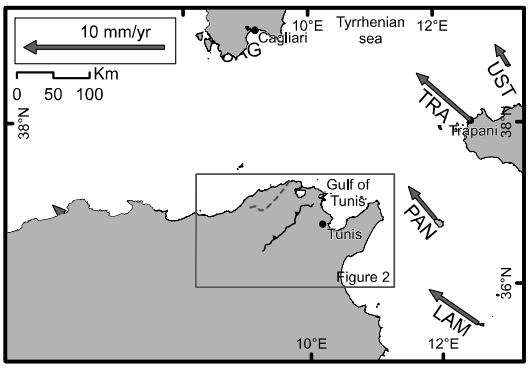


Fig. 1: GPS determined NW-SE convergence of Nubia relative to Eurasia around northern Tunisia (McClusky et al., 2003; Goes et al., 2004).

The main rivers like Oued Medjerda run from the SW to the NE along valleys located above synformal structures between antiformal ridges associated with reverse-oblique faults. Seismicity in the region is low to moderate and of low magnitude (Gueddiche et al., 1998), however Roman and Arabic historic sources indicate strong seismic activity, with several devastating earthquakes (e.g. Bahrouni et al., 2014).

METHODS

We have analysed both the structure of the ETF and its relationship with the evolution of Pliocene to Pleistocene river terraces located on its hanging-wall. For this we mapped river terraces in the valleys of the Tine and Medjerda rivers together with the structure around the ETF.

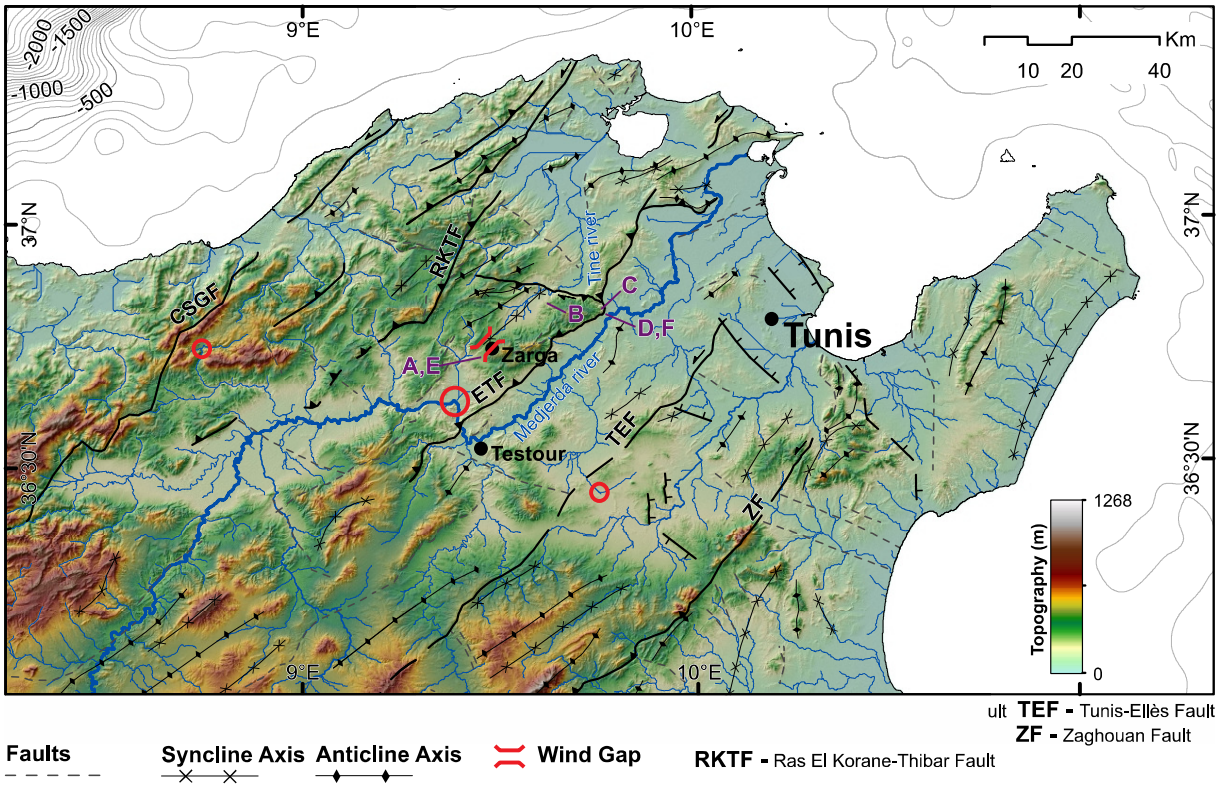


Fig. 2: Tectonic sketch of northern Tunisia with the main shortening structures in the región and the drainage pattern.

MORPHOTECTONICS OF THE REGION

The Medjerda river runs 250 km from northern Algeria to the Gulf of Tunis in a SW-NE direction, parallel to the trend of the main faults and folds in northern Tunisia (Fig. 2). However, it shows a 90º turn in its course at Testour, where it runs 11 km towards the SSE cutting through the ETF fault and associated anticlinal ridge (Fig. 2). In this transverse river segment the Medjerda valley is a lot narrower, incising into the anticlinal ridge. An incision wave is observed here reaching a distance of approximately 25 km upstream from Testour, although it is partly covered by water of the Zarga dam. To the East of Zarga village we have identified a wind gap at the beginning of the wide Tine River valley where several levels of river terraces occur (Fig. 3A). The Quaternary sediment filling of the Tine River valley is strongly asymmetrical, river terraces only occur in the centre and southern side of the valley. Paleogene carbonate rocks form the northern side. The terraces show a staircase distribution with the younger ones in the centre of the valley and the older ones stepping up its southern flank. The highest and older terraces are gently folded (Fig. 3B), although locally, they dip up to 50º towards the NW.

The ETF thrust runs from SW to NE more than 100 km producing a long asymmetrical ridge (Fig. 2). The fault zone is defined by several decametres of gypsum mylonites and breccias, affecting Triassic red beds and gypsum, which dip between 35 and 50º towards the northwest. Asymmetric tails in porphyroclasts indicate hanging-wall transport towards the SE (Fig. 3C). The hanging-wall of the fault shows a flat geometry, sub-parallel to the fault zone. Only gentle folds are recognized on the hanging-wall rocks that are formed mostly by soft sediments of Triassic to Quaternary age that otherwise dip 30-60º towards the NW. The ETF thrust cuts trough vertical Plio-Quaternary fluvial sediments on its footwall (Fig. 3D). This geometry suggests a fault-propagation fold associated to a reverse fault that detaches on the Triassic gypsum unit. Furthermore, the absence of the hanging-wall ramp indicates a large displacement along the thrust. Pleistocene conglomerates in the Tine River terraces show conspicuous striated pebbles that indicate a horizontal NW-SE main stress axis, perpendicular to the trace of the ETF fault (Fig. 3E). In the most recent alluvial fan sediments, draining gullies in the southern side of the ETF thrust, we have found clastic dikes and sand volcanoes that evidence coseismic activity of large earthquakes in the region during the late Pleistocene to Holocene (Fig. 3F).

DISCUSSION

The area of the Medjerda river catchment increased 70% after it captured Tine River (Fig. 4). This capture produced a transverse drainage segment across the ETF thrust and reactivated incision around the capture area, to the north of Testour. At the capture site, the river is presently incised approximately 200 m below the level of the abandoned terraces at the Tine River valley wind gap. After the capture an important part of the sediments eroded in northern Tunisia are driven to the East to the Gulf of Tunis, instead of feeding the Bizerte canyon towards the Tyrrhenian Sea. The capture was driven by headward incision across the ETF to the north of Testour. The incision was probably promoted by uplift associated to the reverse fault. This is evidenced by the present distribution of Pleistocene river terraces

Fig. 3: Photographs of the studied area. A: Tine river terrace at the wind gap, just to the east of the capture site. B: Folded Plio-Quaternary fluvial sediments of the Tine river. C: Fault zone of the Alia-Teboursouk thrust fault (ETF). D: Vertical Plio-Quaternary fluvial terraces at the footwall of the ETF. E: Striated pebble from a Tine River terrace. F: Sand blow in recent sediments at the footwall of the ETF.

in the abandoned Tiner River valley, in the hanging-wall of the thrust.

The river terraces step up the hanging-wall flat of the ETF thrust attesting for both tectonic uplift and horizontal displacement towards the topographic divide. Furthermore, they are folded and show many striated pebbles that manifest NW-SE directed shortening after their deposition.

The asymmetric distribution of the River Tine terraces demonstrates that the ETF thrust has been active during the Quaternary. Continued uplift of the Tine River valley on the hanging-wall of the thrust promoted its final abandonment once it was captured by the Medjerda river that drained the footwall of the ETF thrust.

CONCLUSIONS

We have found evidence of active faulting modifying the landscape in a region previously considered largely quiet. Quaternary to present NW-SE shortening between Nubia and Eurasia in northern Tunisia has determined the drainage evolution in the region. The main catchments run from the SW to the NE along synclines between large thrusts like the ETF. Quaternary activity of the ETF uplifted, folded and transported the Tine River terraces towards the SE, above a hanging-wall flat of the thrust. This uplift also drove headward erosion of Medjerda River tributaries that captured the Tine River during the Quaternary to the north of Testour. This capture changed the distribution of sediments in northern Tunisia that started filling the Gulf of Tunis instead of

flowing to the north through the Bizerte canyon towards the Tyrrhenian Sea.

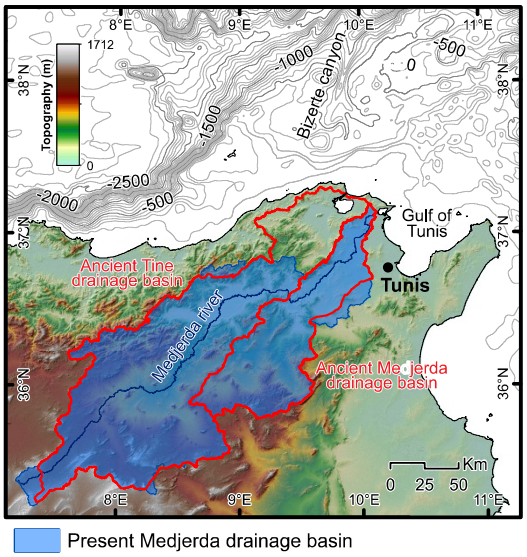


Fig. 4: Changes in the drainage basins after and before the Medjerda River captured Tine River.

Aknowledgements: The authors were supported by research projects CGL2011-29920, CTM2007-66179-C02-01/MAR, by research group 2014 SGR 940 (Generalitat de Catalunya) and by the CTM2011-30400-C02-01 HADES Project from the Spanish Ministry of Science and Innovation.

References

Ahmadi, R., Ouali, J., Mercier, E., Mansy, J. L., Lanoe, B.V. V., Launeau, P., Rhekhiss, F., and Rafini, S.(2006). The geomorphologic responses to hinge migration in the fault-related folds in the Southern Tunisian Atlas.*J. Struct. Geol*. 28,(4), 721-728.

Bahrouni, N., Bouaziz, S., Soumaya, A., Ben Ayed, N., Attafi, K., Houla, Y., El Ghali, A., and Rebai, N.(2014).Neotectonic and seismotectonic investigation of seismically active regions in Tunisia: a multidisciplinary approach. *J. Seismology*. 18, (2), 235-256.

Burberry, C.M., Cosgrove, J.W., and Liu, J.G.(2010). A study of fold characteristics and deformation style using the evolution of the land surface:Zagros Simply Folded Belt, Iran.In: *Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic*, Geol. Soc. Spec. Publ. 330, 139-154.

Gueddiche, M., Ben Ayed, N., Mohammadioun, G., El Ghali, A., Chekhma, H., Diament, M., Dubois, J., 1998. Etude sismotectonique de la Tunisie nord-orientale. *Bull. Soc. Geol. France*, 169, (6), 789-796

Goes, S., Giardini, D., Jenny, S., Hollenstein, C., Kahle, H. G., and Geiger, A. (2004). A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*. 226, 335-345.

Hollenstein, C., Kahle, H.G., Geiger, A., Jenny, S., Goes, S., and Giardini, D. (2003). New GPS constraints on the Africa-Eurasia plate boundary zone in southern Italy.*Geophys. Res. Lett.* 30, 18.

Keller, E.A., Seaver, D.B., Laduzinsky, D.L., Johnson, D.L., and Ku, T.L.(2000). Tectonic geomorphology of active folding over buried reverse faults: San Emigdio Mountain front, southern San Joaquin Valley, California.*Geol. Soc. America Bull*. 112, (1), 86-97.

McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., and Tealeb, A.(2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophys. J. Inter.*, 155,1, 126-138.

Melki, F., Zouaghi, T., Ben Chelbi, M., Bedir, M., and Zargouni, F.(2010). Tectono-sedimentary events and geodynamic evolution of the Mesozoic and Cenozoic basins of the Alpine Margin, Gulf of Tunis, north-eastern Tunisia offshore. *C. R. Geoscience*, 342, (9), 741-753.

Melki, F., Zouaghi, T., Harrab, S., Sainz, A. C., Bedir, M., and Zargouni, F. (2011). Structuring and evolution of Neogene transcurrent basins in the Tellian foreland domain, north-eastern Tunisia. *J. Geodyn.*, 52, (1), 57-69.

Melki, F., Zouaghi, T., Ben Chelbi, M., Bédir, M., and Zargouni, F. (2012). *Role of the NE-SW Hercynian Master Fault Systems and Associated Lineaments on the Structuring and Evolution of the Mesozoic and Cenozoic Basins of the Alpine Margin, Northern Tunisia*. In: Tectonics - Recent Advances (Ed. EvgeniiSharkov). ISBN 978-953-51-0675-3, InTech, 131 - 168.

Perthuisot, V., Jauzein, A. (1974). L'accident El Alia-Tebessa dans la région de Téboursouk. *Notes Service Géologique*, *Tunis*, 9, 57-63.

Verges, J. (2007). Drainage responses to oblique and lateral thrust ramps: a review. In:*Sedimentary Processes, Environments and Basins: A Tribute to Peter Friend*(Nichols, G; Williams, E; Paola, C., Ed.). Spec. Publ. Inter. Assoc. Sediment. Wiley-Blackwell, USA, 38, 29-47.

Zargouni, F. (1978). Analyse structurale de la chaîne de Lansarine (zone des diapirs, Atlas tunisien). *Bulletin de la Sociéte des Sciences Naturelles, Tunisie*,13, 97-104.

R-PROFILER: UN COMPLEMENTO PARA ARCGIS QUE PERMITE LA EXTRACCIÓN DE PERFILES NORMALIZADOS Y PARAMETROS ASOCIADOS

J. V. Pérez-Peña [1,2], M. AlAwabdeh [1], J. P. Galve [1], J. M. Azañón [1,3], D. Notti [1], F. Giaconia [1], G. Booth-Rea [1,3]

(1) Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Avd. Fuentenueva s/n, 18071-Granada. vperez@ugr.es
(2) Instituto Andaluz de Geofísica. Campus Universitario de Cartuja. Universidad de Granada.
(3) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Granada, España

Abstract (R-Profiler: An ArcGIS Add-In to extract normalized profiles and related parameters): *Thanks to the present-day great availability of high resolution Digital Elevation Models, tectonic geomorphology analyses have improved their methodological and geological significance. Among the entire spectrum of tectonic geomorphological techniques, morphometric indexes related to drainage networks are the most used. Most of these morphometric analyses are conducted in GIS software, which have become standard tools for analyzing drainage network metrics. In this work we presented an ArcGIS Add-In to automatically delineate normalized river profiles and related morphometric indexes as normalized concavity (C_T), maximum concavity (C_{max}) and length of maximum concavity (L_{max}). The tool is programmed in visual basic .net and uses ArcObjects library architecture to access directly to river and elevation data. This tool allows analyzing normalized profiles within ArcMap environment, which facilitates the spatial analysis of drainage networks. The Add-In can analyze several rivers at once and provides graphical output in image (jpg) and vectorial (wmf) formats. To illustrate how this tool works, we analyzed several rivers of the Eastern margin of the Dead Sea (NW Jordan).*

Palabras clave: Perfiles normalizados, ArcGIS, índices geomorfológicos, NO Jordania
Key words*: Normalized profiles, ArcGIS, geomorphic indexes, NW Jordan*

INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas la geomorfología tectónica ha experimentado un gran desarrollo gracias a los Sistemas de Información Geográfica y a codificación digital de datos del relieve. La aparición de los primeros Modelos Digitales del Terreno (MDT) (Miller y Laflamme, 1958) y las capacidades de análisis de los primeros softwares de Sistemas de Información Geográfica (SIG) como SYMAP, supusieron una gran revolución en el modo de tratar y analizar la topografía. Estos MDT de tipo ráster ofrecen una distribución continua de elevaciones en formato matricial, lo que facilita enormemente la cuantificación de las variables topográficas y el análisis espacial de las mismas.

La evolución de las técnicas de análisis cuantitativo y morfométrico ha estado ligada al desarrollo de los SIG, tanto a nivel de software como de hardware. Si bien muchas de las técnicas utilizadas en morfometría fueron propuestas a principios de la década de los 80, no ha sido hasta la última década cuando realmente se ha producido un avance considerable en la discusión científica sobre la utilidad y el significado de las mismas. Este avance ha sido impulsado por una mayor disponibilidad de datos de calidad del relieve (MDT de alta resolución) y el aumento paulatino en la capacidad de análisis de los sistemas informáticos con hardware cada vez más potente y compacto. La aparición de MDT de cobertura global obtenidos por radargrametría (misiones SRTM y modelos ASTER) tuvo como consecuencia directa el que se pudieran realizar análisis morfométricos en áreas remotas pero de gran interés geológico y tectónico como el Himalaya o las montañas de Taiwan (Burbank et al., 1996; Brozovic et al., 1997; Brookfield, 1998; Chen et al., 2003).

La aplicabilidad de muchas de las técnicas morfométricas de análisis del relieve está a menudo limitada por la necesidad de conocimientos avanzados de software para su correcta ejecución. Muchas veces el investigador no solo tiene que tener un conocimiento preciso del significado geológico y tectónico de las técnicas que aplica, sino también un conocimiento técnico avanzado para poder aplicarlas con éxito. Paquetes software de SIG de escritorio de fácil manejo como ArcGIS, QGIS, GVSIG, GRASS, etc., sirven como puente en este sentido, pues facilitan la utilización de técnicas muy potentes de análisis espacial sin necesidad de contar con una conocimiento técnico excesivo (Grohmann, 2004; Guth, 2006; Coblentz y Karlstrom, 2011). En este sentido, este tipo de software también posibilita el desarrollo de scripts, macros o Add-ins que pueden hacer uso de las potentes librerías de análisis de los mismos para desarrollar algoritmos muy específicos (Pérez-Peña et al., 2009; Queiroz et al., 2015).

Dentro de los análisis morfométricos que se pueden aplicar al relieve, la extracción y análisis de redes de drenaje ocupa un lugar principal. Las redes de drenaje tienen una gran capacidad de adaptación a cambios en el relieve producidos por variaciones tectónicas, climáticas y/o litológicas. Es por ello que este tipo de análisis ha sido ampliamente utilizando en estudios de tectónica activa (Pérez-Peña et al., 2010; Burbank y Anderson, 2013).

En esta comunicación presentamos la aplicación R-Profiler, diseñada como un módulo o Add-In para ArcGIS, uno de los software SIG más utilizados en la actualidad. Esta herramienta posibilita la extracción y análisis de perfiles normalizados, así como de sus parámetros asociados, constituyéndose así en una herramienta muy útil para analizar perfiles longitudinales de una manera rápida y práctica. Para ilustrar su funcionamiento, presentamos un pequeño ejemplo de aplicación en algunos ríos del margen Este del Mar Muerto (NO de Jordania).

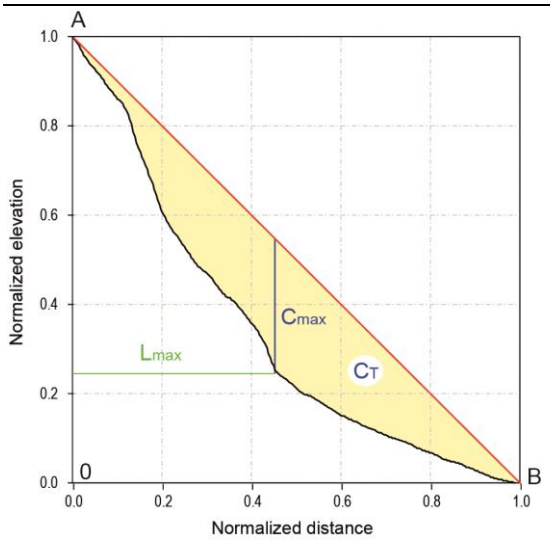


Fig. 1: Perfil normalizado y parámetros morfométricos asociados. A: Cabecera, B: Desembocadura. C_T: concavidad (expresada como tanto por ciento respecto al triángulo OAB), Cmax: concavidad máxima, Lmax: posición de la concavidad con respecto a cabecera (normalizada).

PERFILES LONGITUDINALES NORMALIZADOS

El perfil longitudinal de un río mide las variaciones en el gradiente del mismo desde cabecera hasta desembocadura (a la confluencia con otro río principal o al mar), y es una herramienta muy utilizada para evaluar el equilibrio entre erosión fluvial y levantamiento tectónico. En ríos sin limitación de transporte (detachment-limited or bedrock rivers) el perfil de equilibrio establece las relación entre la pendiente del lecho del río (que es a su vez una aproximación a la pendiente del agua) y la descarga. Variaciones del perfil de equilibrio o "gradado" de un río tendrán como consecuencia la aparición de puntos de inflexión o *knickpoints* en el perfil longitudinal del mismo (Burbank y Anderson, 2013).

La representación normalizada de perfiles longitudinales (Fig. 1) tiene la ventaja de permitir la comparación entre ríos con diferentes longitudes y gradientes (Demoullin, 1998; Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2009). Además, este tipo de representaciones resalta las variaciones de pendiente con mayor claridad que los perfiles semilogaritmicos (Hack, 1957). La concavidad del perfil logarítmico (CT) se define como el área expresada en tanto por ciento del triángulo OAB entre el perfil y la línea recta que une los puntos de desembocadura y cabecera (Fig. 1). Como esté área es calculada como una integral, en cada punto del perfil podemos calcular un valor de concavidad (Ci), como la distancia entre el perfil y la línea recta de equilibrio. Así pues podemos definir para cada perfil una concavidad máxima (Cmax). El valor de Cmax será redundante con respecto a CT, pero la posición de la máxima concavidad con respecto a cabecera (Lmax) aporta información mucho más interesante. Este valor, que variará de 0 a 1, será más pequeño en perfiles que estén más próximos al equilibrio (Demoullin, 1998).

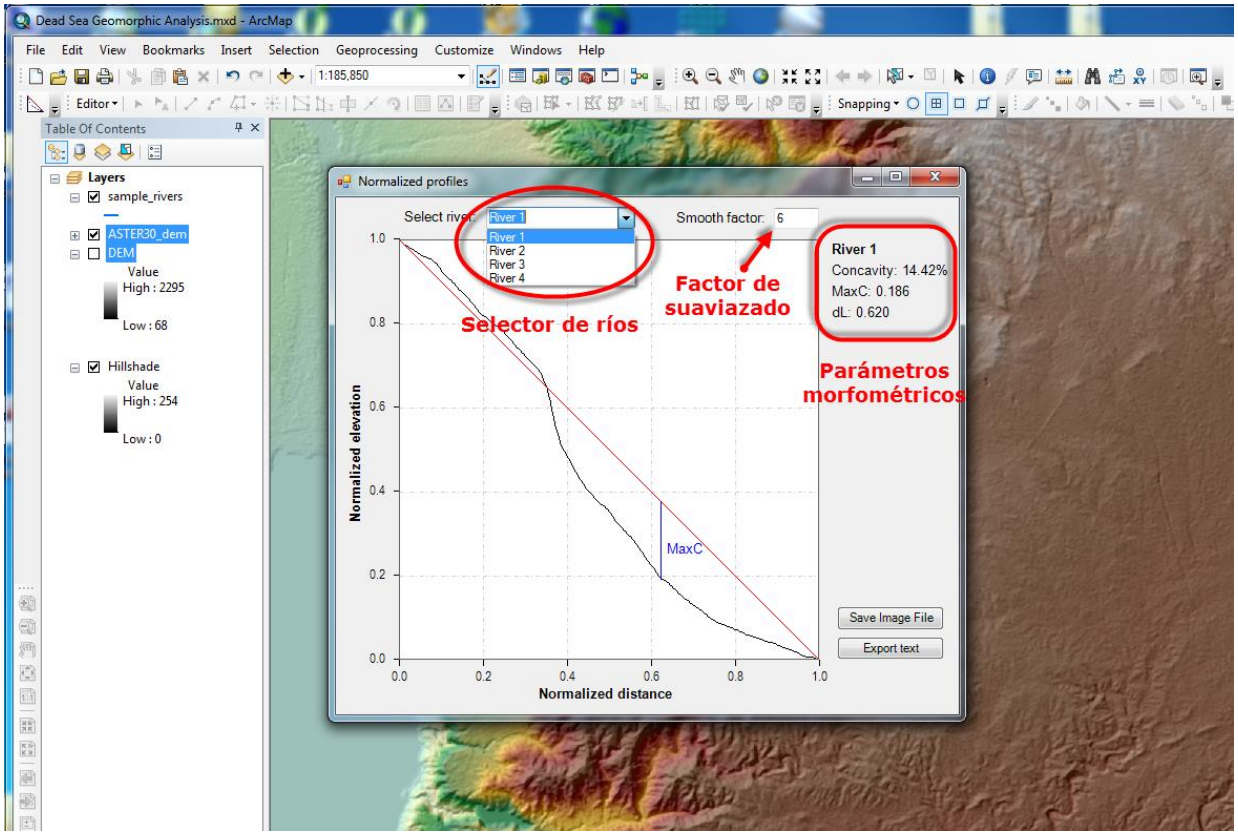


Fig. 2: Ventana principal de R-Profiler en ArcMap. El módulo permite calcular varios ríos a la vez y cuenta con un selector para poder cambiar entre distintos ríos. Los párametros morfómetricos CT, Cmax y Lmax son calculados para cada río y mostrados en el perfil. El programa también incorpora la posibilidad de suavizar los perfiles mediante medias móviles para evitar saltos y errores típicos de MDE de baja resolución como el SRTM o ASTER.

R-PROFILER

El complemento "R-PRofiler" está programado en Visual Basic.Net y se integra como un Add-In para el software ArcGIS 10.x (Figs. 2 y 3). Esta aplicación utiliza las librerías COM de ArcGIS que forman los ArcObjects, y que se pueden considerar los bloques fundamentales de código sobre los que se construye este SIG. El interactuar directamente con ArcObjects ofrece numerosas ventajas y da una mayor libertad a la hora de diseñar y programar algoritmos de análisis, ya que se no está limitado a la utilización de las herramientas de análisis por defecto. Esto a su vez permite un acceso directo a las geometrías (ráster y vectoriales) mediante las funciones y métodos propias de la arquitectura interna de ArcGIS.

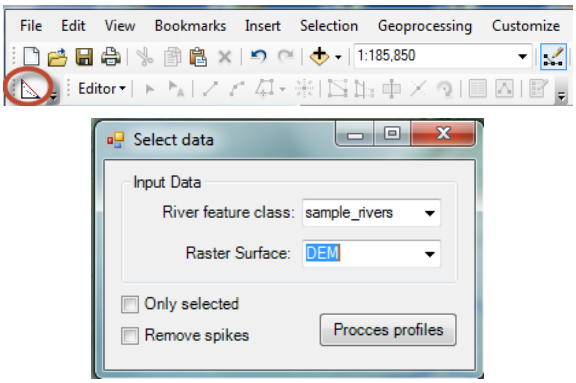


Fig. 3: Barra de herramientas de ArcMap con el Add-In R-Profiler cargado, y ventana de selección inicial de parámetros (ríos y MDE).

La aplicación toma como datos de entrada uno o varios ríos (en formato vectorial) y un Modelo Digital de Elevaciones. El perfil se construye mediante la asignación de alturas a intervalos iguales a la resolución espacial del MDE tipo ráster. Esta densificación asegura que extrae toda la información posible de la superficie. Las alturas son calculadas para cada punto utilizando una interpolación bilineal de las 4 celdas del modelo más cercanas. De este modo se suavizan posibles errores puntuales. La aplicación da la opción de eliminar picos ("*spikes*"), y de analizar solamente los ríos seleccionados en vez de todos los ríos presentes en la capa vectorial.

Una vez se han extraído los perfiles, se procede a la normalización de los mismos y a la extracción de los parámetros CT, Cmax y Lmax. La interfaz gráfica del programa permite la visualización de los perfiles analizados, indicando los parámetros morfométricos indicados anteriormente (Fig. 3). También ofrece la posibilidad de suavizar el perfil mediante la aplicación de medias móviles y proporciona una salida gráfica en formatos imagen (jpg) y vectorial (wmf).

EJEMPLO DE APLICACIÓN EN EL MAR MUERTO

Para demostrar la utilidad de esta herramienta hemos realizado un pequeño análisis en la el borde NE del Mar Muerto (NO de Jordania) (Fig. 4). Esta zona ha estado sometida en el Cuaternario a una bajada del nivel de base muy pronunciada. Tanto es así, que el Mar Muerto se encuentra en la actualidad a una cota topográfica de 400 metros bajo el nivel del mar.

Para el análisis se han seleccionado 4 ríos; tres de los cuales vierten directamente al Mar Muerto y otro que desemboca en el río Jordán.

Desde un punto de vista geológico, la zona está caracterizada por la actividad tectónica de la falla del valle de Araba (WAF) y su relación con otras estructuras activas como son las estructuras de Amman-Hallabat (AHS) y Shueib (SHS). Estas dos últimas estructuras se habían considerado inactivas desde el Cretácico, pero estudios muy recientes han propuesto una reactivación cuaternaria de las mismas (Diabat, 2009; AlAwabdeh et al., 2015).

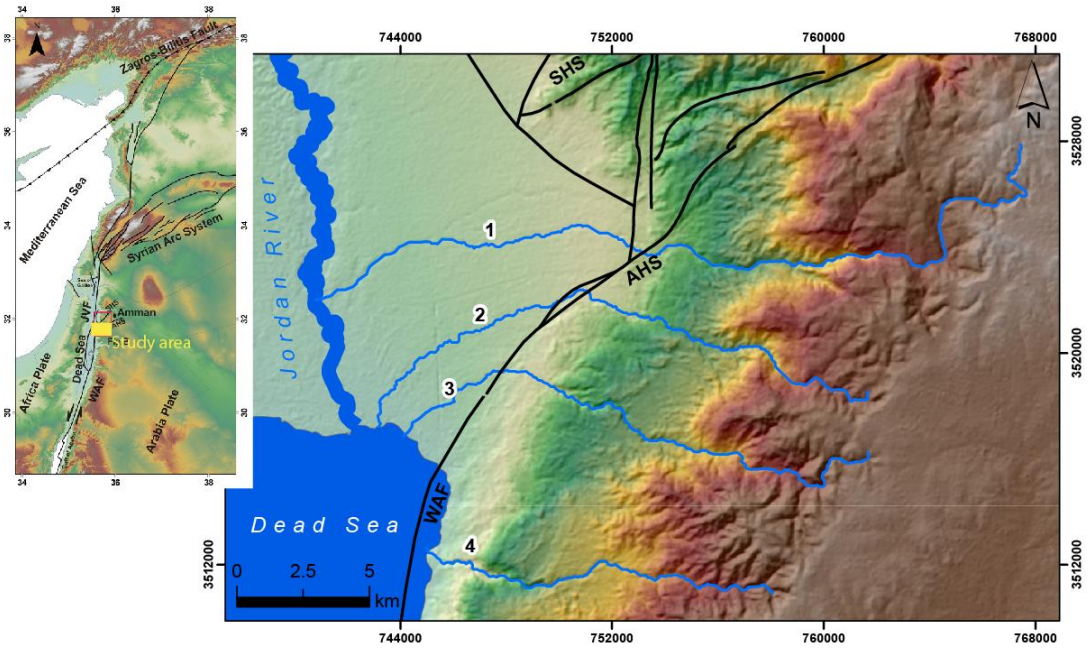


Fig. 4: Localización de los ríos analizados en el margen NO del Mar Muerto (Jordanía). Las principales estructuras tectónicas están indicadas. WAF: Wadi Araba Fault, AHS: Amman-Hallabat Structure, SHS: Sueib Structure. El cuadro superior izquierdo muestra la localización de la zona de estudio en el contexto del límite de placas entre las placas Arábica y Africana definido por la transformante del Mar Muerto.

Los 4 perfiles normalizados extraídos muestran características muy interesantes. Los perfiles 2 y 3, presentan perfiles con muy poca concavidad e incluso convexos (Fig. 5). Tradicionalmente se ha considerado que la WAF terminaba en el borde NE del Mar Muerto, y que toda la actividad se transfería al siguiente segmento activo de la transformante del Mar Muerto, la falla del valle del Jordán (JVF en Fig. 4). Sin embargo, un estudio reciente ha propuesto que la WAF continua al NE pasando de tener un salto puramente de salto en dirección, a una componente inversa considerable. Los perfiles 2 y 3 estarían de acuerdo con esta nueva teoría, respondiendo al levantamiento activo de esta estructura con perfiles casi convexos. Por el contrario, el perfil 4, situado en una zona donde la WAF tiene componente puro de salto en dirección, presenta mayor concavidad. El perfil 1 muestra un comportamiento intermedio, con un primer tramo convexo y un segundo tramo cóncavo. Esto puede ser debido a que la WAF transfiere el movimiento hacía el NE a las estructuras de Amman Hallabat y Shueib. La primera parte del perfil discurre en la zona de unión de estas fallas, mientras que el segundo tramo del perfil se aleja de la zona más activa.

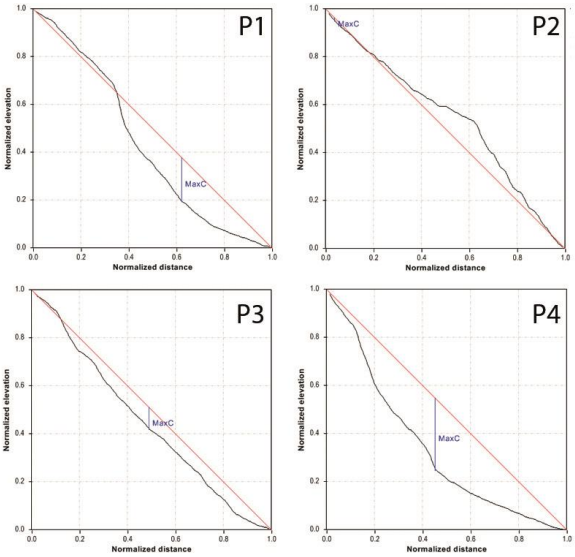


Fig. 5: Perfiles para los 4 ríos del margen NE del Mar Muerto analizados. Los ríos 2 y 3 atraviesan la zona sometida a un mayor levantamiento.

CONCLUSIONES

En este trabajo hemos presentado R-Profiler, una herramienta para extraer perfiles normalizados y parámetros asociados en ArcGIS. Esta herramienta está desarrollada como un Add-In, por lo que se integra perfectamente dentro del entorno de ArcMap y permite el análisis espacial de redes de drenaje sin necesidad de software adicional de representación gráfica. El Add-In ofrece la posibilidad de representar más de un perfil y proporciona una salida gráfica tanto a formato imagen (jpg) como vectorial (wmf). Este tipo de utilidades facilitan la labor de análisis del relieve, pues se integran en el software SIG con el que normalmente se analizan los patrones espaciales de drenaje.

La extracción de perfiles normalizados en el border NE del Mar Muerto pone de manifiesto una relación entre la concavidad de los ríos y el levantamiento producido por las estructuras activas asociadas a la transformante del Mar Muerto como son la WAF, AHS y SHS.

Agradecimientos: Esta comunicación ha sido possible gracias a los proyectos CGL2011-29920, CTM2007-66179-C02-01/MAR del Ministerio de Ciencia e Innovación y a la beca Project from the Spanish Ministry of Science and Innovation.

Referencias bibliográficas

Al-Awabdeh, M., Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Booth-Rea, G., Abed, A., Atallah, M. (2015). Quaternary tectonic activity in NW Jordan: Insights for a new model of transpression-transtension in the southern Dead Sea Transform Fault. *Tectonophysics,* en revisión.

Brookfield, M.E. (1998). The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic India-Asia collision: rivers draining southwards. *Geomorphology*, 22, 285–312.

Brozovic, N., Burbank, D.W., Meigs, A.J. (1997). Climatic Limits on Landscape Development in the Northwestern Himalaya. *Science*, 276, 571–574.

Burbank, D.W., Anderson, R.S. (2013). Tectonic Geomorphology, 2nd ed. Blackwell Science, Oxford.

Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E.J., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R., Duncan, C. (1996). Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature*, 379, 505–510.

Chen, Y.C., Sung, Q., Cheng, K.Y. (2003). Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: Tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis. *Geomorphology*, 56, 109–137.

Coblentz, D., Karlstrom, K.E. (2011). Tectonic geomorphometrics of the western United States: Speculations on the surface expression of upper mantle processes. *Geochemistry Geophys. Geosystems*, 12,

Demoulin, A. (1998). Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). *Geomorphology*, 24, 189–208.

Diabat, A.A. (2009). Structural and stress analysis based on fault-slip data in the Amman area, Jordan. *Journal of African Earth Sciences*, 54, 155–162.

Grohmann, C.H. (2004). Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences*, 30, 1055–1067.

Guth, P.L. (2006). Geomorphometry from SRTM: Comparison to NED. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing,* 72, 269–277.

Hack, J.T. (1957). Studies of longitudinal profiles in Virginia and Maryland. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 294-B.

Miller, C.L., Laflamme, R.A. (1958). The digital terrain modeltheory and application. *Photogrammetric Engineering*, 24, 433-442.

Pérez-Peña, J. V., Azañón, J.M., Azor, A. (2009). CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Computers & Geosciences,* 35, 1214–1223.

Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañón, J.M., Keller, E.A. (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119, 74–87.

Queiroz, G.L., Salamuni, E., Nascimento, E.R. (2015). Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. *Computer & Geosciences*, 76, 80–87.

Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Fodor, L., Horváth, E., Telbisz, T. (2009). Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: A DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. *Geomorphology*, 104, 203–217.

PALEOSISMICIDAD EN LA FALLA DE BAZA: RESULTADOS PRELIMINARES

J. Castro [(1)], F.J. García-Tortosa [(2)], I. Martin-Rojas [(1)], P. Alfaro [(1)]

(1) Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante. Ctra de San Vicente del Raspeig, s/n, 03690-Alicante. julia.castro@ua.es

(2) Dpto. Geología, Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas, s/n, 23071 Jaén. gtortosa@ujen.es

Abstract (Paleoseismicity in the Baza Fault: preliminary results): *The Baza Fault, one of the most active faults of the central Betic Cordillera, has a lack of paleoseismological studies. This paper summarizes the tectonic, geologic and geomorphic setting of the Baza Fault together with the first trenching data. The Carrizal trench, located 3,5 north of Baza town, offers the first evidences of Quaternary paleoearthquakes in this key fault of the Guadix-Baza basin. A fluvial terrace, located 10 m over the present talweg, is deformed by the fault. Several evidences of paleoearthquakes are discussed although detailed research is necessary.*

Palabras clave: Falla de Baza, falla normal, fallas activas, paleosismicidad, trincheras.
Key words*: Baza Fault, normal fault, active faults, paleoseismological, trench.*

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Guadix-Baza es una depresión intramontañosa localizada en el sector central de la Cordillera Bética, sobre el contacto entre las zonas Interna y Externa de la misma. Son numerosos los estudios que se han llevado a cabo en esta cuenca, la mayoría de ellos estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos (Vera, 1970a, b; Peña, 1979, 1985; Viseras, 1991; Guerra-Merchán, 1992; García-García et al., 2000; Gibert, 2006; entre muchos otros). Estudios recientes de Tectónica Activa han puesto de manifiesto la existencia de varias fallas activas en esta cuenca (García Tortosa et al, 2008, 2011), entre las que destaca la falla de Baza (fig.1), por su entidad y por su control en la evolución geodinámica de la cuenca (Alfaro et al., 2008; García-Tortosa et al., 2008). Esta falla tiene asociada sismicidad instrumental e histórica. El evento sísmico más importante del que se tiene noticia es "el terremoto de Baza", al que López-Casado et al., (2000) le asignan una magnitud 5.1. Este terremoto que tuvo lugar en el año 1531 causó en torno a 400 víctimas mortales (Martínez Solares y Oliveira Serrano, 2007). Otros terremotos destacados son el que tuvo lugar en las proximidades de Caniles en el año 1962 (magnitud 4.7) y el producido cerca de Benamaurel en el año 2003 (magnitud 4.1).

Aunque existen evidencias de paleoterremotos en la cuenca de Guadix-Baza durante el Plioceno Superior y el Pleistoceno Inferior, basados en el estudio de estructuras sedimentarias de deformación interpretadas como sismitas (Alfaro et al., 1997, 2010), no existen estudios de paleosismicidad realizados en la falla de Baza. En este trabajo se presentan los resultados preliminares de las primeras trincheras de paleosismicidad realizadas en esta falla, en concreto en su segmento central.

FALLA DE BAZA

La falla de Baza, localizada en la cuenca de Guadix-Baza, es una falla activa de ~37 km de longitud. Se trata de una falla normal con un buzamiento que oscila entre 40º y 55º hacia el ENE, en la que se pueden distinguir tres segmentos con diferentes orientaciones: un segmento sur de orientación NW-SE, un segmento central orientado N-S y un segmento norte de dirección NNW-SSE (Alfaro et al., 2008) (fig.1). La traza geomorfológica de esta falla está bien preservada y se localiza, en la mayor parte, a pocos km al este del contacto entre el basamento y el relleno sedimentario (García Tortosa et al., 2008). La zona de falla presenta varias ramas aproximadamente paralelas en la mitad sur de la zona de falla, que hacia el norte tienden a converger hasta unirse en una zona de falla más estrecha (fig.1).

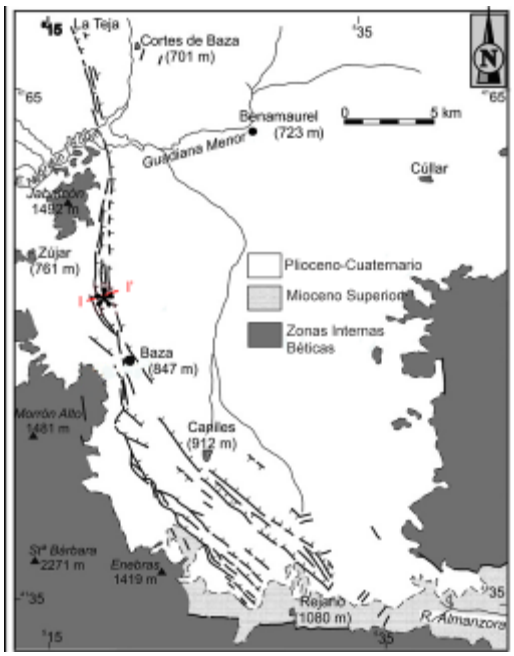


Fig. 1: Mapa geológico del área de estudio (modificado de Alfaro et al., 2008). En el mapa están representadas las principales ramas de la falla de Baza. El asterisco indica la zona elegida para el estudio palesísmico. La línea roja corresponde al corte I-I' de la figura 2.

Se trata de la falla que ha tenido una influencia más notable en la evolución reciente de la cuenca de Guadix-Baza, condicionando la sedimentación a ambos lados de la misma. Constituye el límite natural de los dos sectores en los que tradicionalmente se ha dividido esta cuenca: el sector occidental (el de Guadix), con predominio de sedimentación fluvial, y el sector oriental (el de Baza), donde la actividad de la falla permitió el desarrollo de una sedimentación lacustre durante gran parte de su historia geológica (García Tortosa et al., 2008; Alfaro et al., 2008).

La tasa de desplazamiento vertical calculada para la falla de Baza varía entre 0,17 y 0,49 mm/año (García-Tortosa et al., 2008, 2011). Esta estimación se ha obtenido teniendo en cuenta el desplazamiento vertical del glacis y el rango de edad asignado a esta superficie, comprendido entre los 600 ka, edad de los sedimentos endorreicos más recientes (Scott y Gibert, 2009), y los 205 ka, edad de los sedimentos exorreicos más antiguos (Díaz-Hernández y Juliá, 2006).

ESTUDIO PALEOSÍSMICO

La zona elegida para la realización de las trincheras de paleosismicidad se localiza a 3,5 km al N de la localidad de Baza (fig. 1), al norte de la autovía A-92N, junto al barranco del Carrizal. En concreto nos centramos en una de las ramas centrales situada en el sector central de la falla de Baza (fig. 2).

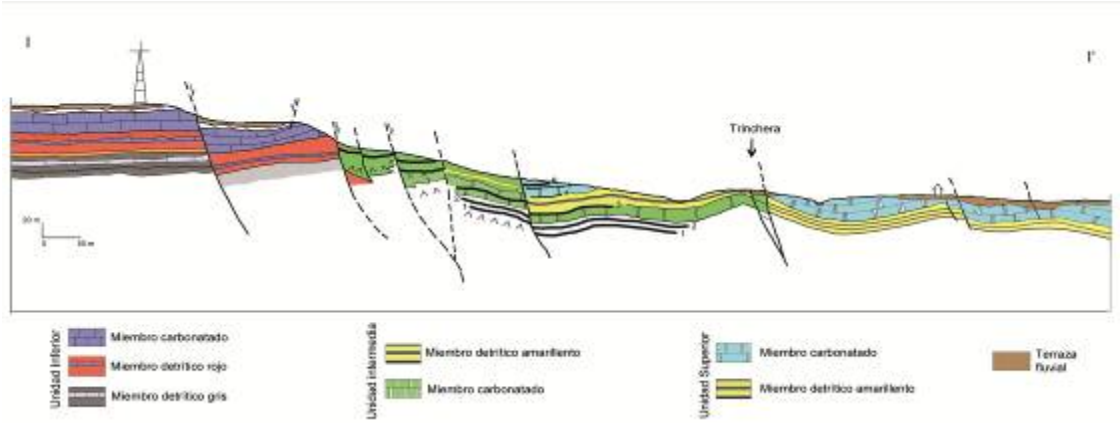


Fig. 2. Corte geológico sintético del sector barranco del Carrizal.

En esta zona se pueden diferenciar cuatro sistemas de terrazas fluviales a distinta altura. En la más baja de ellas se abrió otra trinchera que no pudo ser analizada, ya que se inundó y colapsó debido a que el nivel freático se encontraba muy alto en ese momento.

Trinchera Carrizal

La trinchera Carrizal, de aproximadamente 15 metros de longitud y 3 metros de profundidad, se encuentra en la segunda terraza más alta (T3) (aproximadamente a 10 metros por encima del *talweg* del cauce perteneciente al Barranco del Agua). En ella se observa una zona de falla de unos 5 metros de anchura, desarrollada sobre sedimentos endorreicos plio-pleistocenos y delimitada por dos planos de falla netos, uno al E y otro al W (fig.3). En la pared S de la trinchera se observa una alternancia de niveles milimétricos y centimétricos de arcillas, limos y arenas con niveles margosos y carbonatados, pertenecientes al relleno lacustre endorreico de la cuenca (fig.4a). Discordantes sobre ellos y pertenecientes a la terraza fluvial T3 aparece una unidad detrítica con base erosiva, formada fundamentalmente por limos, arenas y microconglomerados, de hasta dos metros de espesor (fig.3)

En la trinchera se observa cómo la terraza aparece afectada por los planos de falla principales (fig. 3 y 4b), desarrollando incluso una zona de deformación por cizalla triangular en el contacto con el plano principal occidental. Dentro de la terraza, en la pared N de la trinchera, se han reconocido y delimitado fisuras rellenas de sedimentos con morfología de cuña que parecen estar selladas por las unidades más modernas de la propia terraza (fig.5).

En los materiales de la terraza también se observan diques sub-verticales cuyas paredes están constituidas por materiales de tamaño de grano muy fino (arcilloso) y rellenos por materiales de tamaño de grano más grosero, con algunos cantos milimétricos y matriz arenosa (fig.3 y fig.6). Estos diques sub-verticales están limitados por abajo por el plano de falla principal. Nuestra interpretación actual es que puede tratarse de estructuras ligadas a inyección de material ascendente desde el plano de falla o relleno de grietas abiertas durante un movimiento de la falla. En cualquier caso, los interpretamos como ligados a eventos sísmicos concretos.

En la zona oriental de la pared S se puede observar el desarrollo de una fisura, de dimensiones considerables (~1,5m de longitud, ~1m de anchura), rellena de sedimento. Dicho sedimento aparece deformado en el contacto con las paredes de la misma. Interpretamos esta fisura como ligada a un deslizamiento producido, probablemente, por un evento sísmico. Han aparecido y se han muestreado restos de gasterópodos en el relleno situado a la base de esta fisura.

La unidad más moderna identificada es un nivel sub-horizontal sobre el que se desarrolla el suelo actual (fig.3 y 5). Este último nivel aparece no deformado y sellando los planos de falla e incluso a la figura de grandes dimensiones antes mencionada.

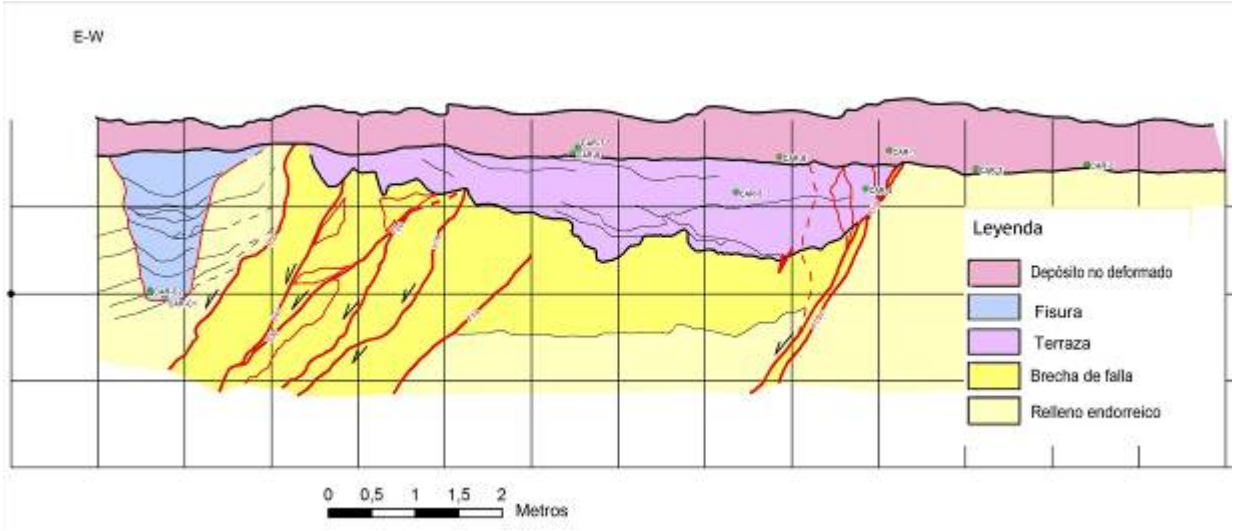


Fig. 3. Log simplificado de la pared S de la trinchera Carrizal. Los puntos en verde marcan la localización de las diferentes muestras tomadas para dataciones.

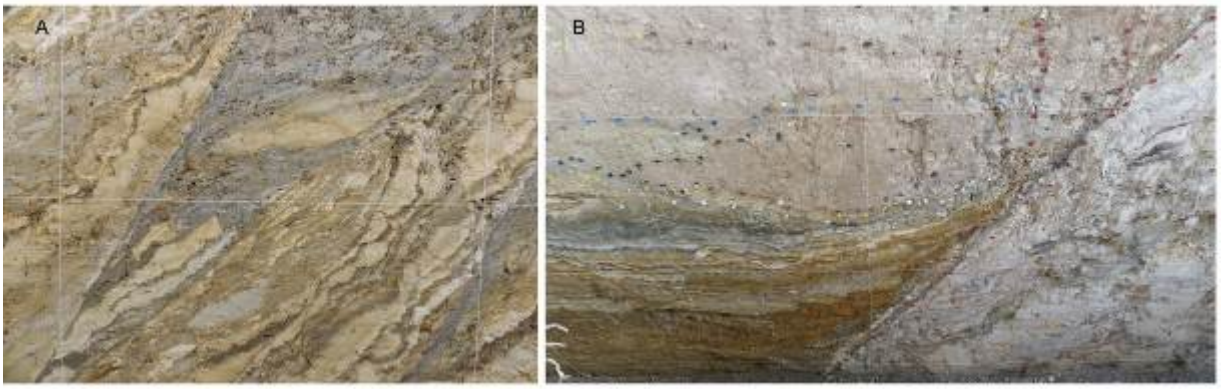


Fig. 4. A) Detalle de la zona de falla desarrollada sobre materiales del relleno endorreico de la cuenca de Guadix-Baza. B) Rama Oeste del plano de falla principal. Se observan pliegues de arrastre en los materiales limosos arcillosos y por encima, la terraza fluvial cortada por la falla.

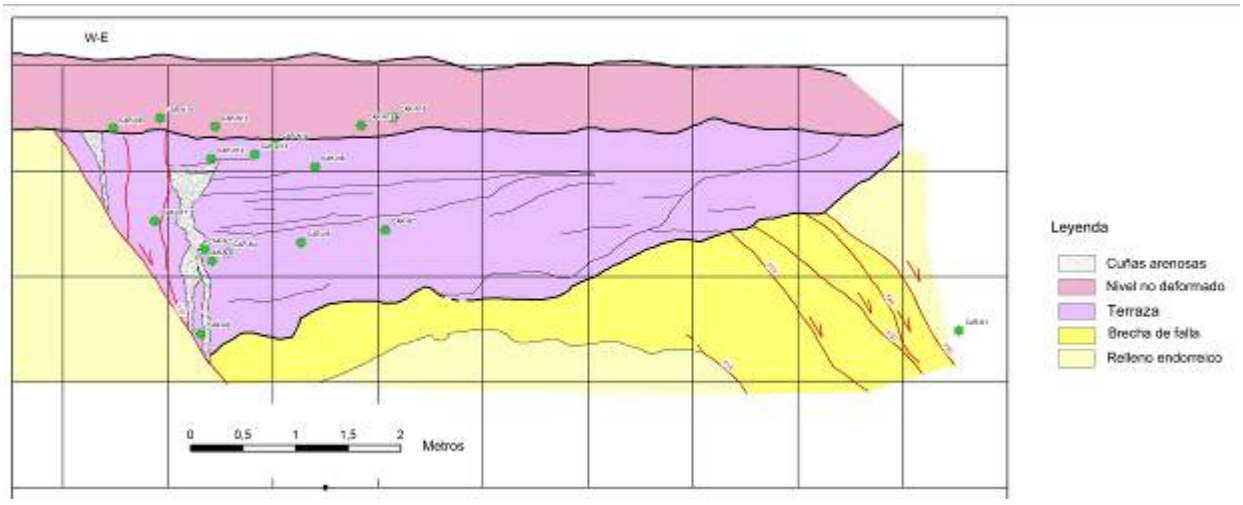


Fig. 5. Log simplificado de la pared N de la trinchera Carrizal. Las líneas negras dentro de la terraza marcan los cuerpos con morfología de cuña. Los puntos en verde representan las localizaciones de las muestras que se han tomado para las dataciones.

Fig. 6. Fotografía de detalle de un dique.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este trabajo se presentan los resultados preliminares de un estudio paleosismológico que acabamos de iniciar.

La excavación de una trinchera de paleosismicidad en la falla de Baza ha permitido establecer relaciones entre la actividad de la falla y el depósito de una terraza fluvial. La falla afecta a esta terraza y a su vez, está sellada por un nivel sobre el que se desarrolla el suelo actual, lo que nos permite proponer la existencia de al menos un evento paleosísmico. Se han muestreado carbones tanto en el nivel deformado como en el no deformado, que esperamos nos permitan datar con precisión dicho evento. Los carbones muestreados se datarán mediante la técnica del C-14. En el nivel no deformado además de carbones también ha aparecido un fragmento de cerámica cuya edad está aún por determinar.

La diferenciación en la pared norte de varios niveles de cuñas arenosas selladas (fig.7), podría aportar más información acerca del número de eventos registrados en esta trinchera.

Los diques rellenos de sedimento más grueso y aparentemente sellados por los niveles más altos de la terraza también permitirán establecer una sucesión de eventos más detallada.

Por último, la existencia de una fisura en la pared sur podría indicar al menos dos eventos sísmicos, uno que genera la fractura abierta (la cual se rellenaría posteriormente) y otro que deforma al material de relleno de la misma. Se podría asumir que la edad de este primer depósito es muy próxima al momento en que se produjo el primero de los eventos interpretados.

Agradecimientos: Este trabajo está financiado por el proyecto CGL2011-30153-C02-02 (Ministerio de Economía y Competitividad), por el proyecto Universidad-Caja Rural-de Jaén UJA 2014/06/17 y por la beca FPI (Ministerio de Economía y Competitividad, BES-2012-060540). Agradecemos a D. José María Teruel su colaboración en este trabajo.

Referencias bibliográficas

Alfaro P., Delgado J., Sanz de Galdeano, C., Galindo-Zaldívar J., García-Tortosa F.J., López-Garrido A.C., López-Casado C., Marín-Lechado C., Gil A.J., Borque M.J. (2008) The Baza Fault: a major active extensional fault in the central Betic Cordillera (south Spain). Int. J. Earth Sci., 97, 1353-1365.

Díaz-Hernández J.L., Juliá R. (2006) Geochronological position of badlands and geomorphological patterns in the Guadix-Baza basin (SE Spain). Quaternary Research,65: 467-477. doi:10.1016/j.yqres.2006.01.009

García-García F., Fernández J., Viseras C. (2000) Sedimentación deltaica de grano grueso y actividad tectónica en un borde de cuenca activo. Tortoniense superior. Cordillera Bética. Geotemas 1(2): 87-91.

García-Tortosa, F.J., Alfaro P., Galindo-Zaldívar J., Gibert L., López-Garrido A.C., Sanz de Galdeano C., Ureña M. (2008) Geomorphologic evidence of the active baza fault (Betic Cordillera, South Spain). Geomorphology 97: 374-391.

García Tortosa F.J., Alfaro P., Sanz de Galdeano C., Galindo Zaldívar J. (2011). Glacis geometry as a geomorphic marker of recent tectonics: The Guadix–Baza basin (South Spain). Geomorphology 125: 517–529.

Gibert L. (2006) Análisis de facies y magnetoestratigrafía de la cuenca de Baza. Ph. D. Thesis. Univ. Politècnica de Catalunya, Manresa, Spain. 260 pp.

Guerra- Merchán A. (1992) Origen y relleno sedimentario de la cuenca neógena del corredor del Almanzora y áreas limítrofes (Cordillera Bética). Ph. D. Thesis, Universidad de Granada, Spain, pp 1-327.

López-Casado C., Molina S, Giner JJ, Delgado J. (2000) Magnitud e intensity relationships in the Ibero-Magrebhian Region. Nat Hazards 22: 269-294.

Martínez-Solares J.M., Oliveira Serrano C. (2007). El terremoto de Baza (Granada) de 1531, en La cuenca de Guadix-Baza. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes (Sanz de Galdeano C., y Peláez J.A., eds.). Granada, 311-326.

Peña J.A. (1979) La Depresión de Guadix-Baza: Estratigrafía del Plioceno-Pleistoceno. Ph. D. Thesis, Universidad de Granada, Spain.

Peña J.A. (1985) La Depresión de Guadix-Baza. Estudios Geológicos 41: 33-46.

Scott, G., Gibert, L. (2009). The oldest hand-axes in Europe. Nature, 461: 82-85. doi:10.1038/nature08214.

Vera J.A. (1970a). Estudio estratigráfico de la depresión de Guadix-Baza. Boletín Geológico y Minero 81 (85): 429-462.

Vera JA. (1970b). Facies del Plioceno de la Depresión Guadix-Baza. Cuad Geol Univ Granada 1:23-25.

Viseras C. (1991) Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas). Ph. D. Thesis, Universidad de Granada, Spain, pp 1-344.

EVIDENCIAS DE EFECTOS ARQUEOLÓGICOS DE TERREMOTOS (EAEs) EN LA ALHAMBRA (GRANADA, ANDALUCÍA, ESPAÑA)

M.A. Rodríguez-Pascua [(1)], M.A. Perucha [(1)], P.G. Silva [(2)], J.L. Giner Robles [(3)], R. Pérez-López [(1)], García Gutiérrez, G.B. [(1)]

(1) Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. SPAIN. ma.rodriguez@igme.es, r.perez@igme.es, ma.perucha@igme.es
(2) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad Salamanca. Ávila. SPAIN. pgsilva@usal.es
(3) Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. Madrid. SPAIN. jorge.giner@uam.es

Abstract (Earthquake Archaeological Effects (EAEs) evidences in La Alhambra (Granada, Andalusia, Spain): *The province of Granada is one of the most seismic active zones in Spain and several strong earthquakes struck the city along the history. These earthquakes affected to the Alhambra building, and generated Earthquake Archaeological Effects (EAEs) affecting the colonnade of Charles V Palace. These EAEs are systematic "dipping broken corners" affecting the columns in the "Court of the Lions" and in the Charles V´s Palace as well. The direction of movement calculated from the EAEs orientation is N060ºE for the "Court of the Lions" and N170ºE for the Charles V´s Palace. Several historical earthquakes could produce these EAEs.*

Palabras clave: Efectos Arqueológicos de Terremotos (EAEs), Arqueosismología, Alhambra.
Key words*: Earthquake Archaeological Effects (EAEs), Archaeoseismology, Alhambra.*

INTRODUCCIÓN

El análisis estructural geológico de los efectos arqueológicos de terremotos (EAEs) puede ser utilizado como indicador cinemático de las orientaciones de desplazamiento del terreno al paso de las ondas sísmicas durante un terremoto (Korjenkov y Mazor, 2013; Hinzen *et al*., 2011; Giner *et al*. 2009, 2011, 2012, 2013; Rodríguez-Pascua *et al*. 2012, 2013). Tras una primera aproximación a las deformaciones observadas en la Alhambra de Granada, se han obtenido unos resultados preliminares en relación a las estructuras conocidas como "*dipping broken corners*" (esquinas fracturadas), en relación a posibles movimientos sísmicos en el pasado y con qué orientación se produjeron los movimientos del sustrato.

La fortificación de la Alhambra está sobre una colina formada por conglomerados y arenas (Plioceno-Pleistoceno, "Conglomerados de la Alhambra", Lupiani y Soria, 1985). Tanto los materiales como el efecto topográfico de su localización son potenciales generadores de un efecto sitio en caso de terremoto. Por estos motivos, la Alhambra es susceptible de haber registrado terremotos mediante EAEs a lo largo de su historia. El presente trabajo se centra en mostrar los resultados preliminares de algunos de estos efectos identificados en este monumento Patrimonio de la Humanidad de la UNESCO.

SITUACIÓN

La Alhambra de Granada se encuentra situada en el margen NE de la Cuenca de Granada. Esta cuenca está en la zona central de la Cordillera Bética con una convergencia tectónica de 5 mm/año como media (DeMets *et al*., 1994). La dirección de compresión regional es NO-SE (Herraiz *et al*., 2000; Galindo-Zaldivar *et al*., 2003). La extensión NE-SO está acomodada por fallas normales con varias orientaciones, aunque la dirección predominante en esta zona es NO-SE, generando escalones topográficos donde se asienta la Alhambra (Azañón *et al*., 2004 y 2013). La actividad sísmica instrumental dentro de esta cuenca es elevada, con terremotos de magnitud moderada a baja ($m_b \leq 5,5$), terremotos históricos que han generado daños importantes (Sanz de Galdeano et al., 2003), pero

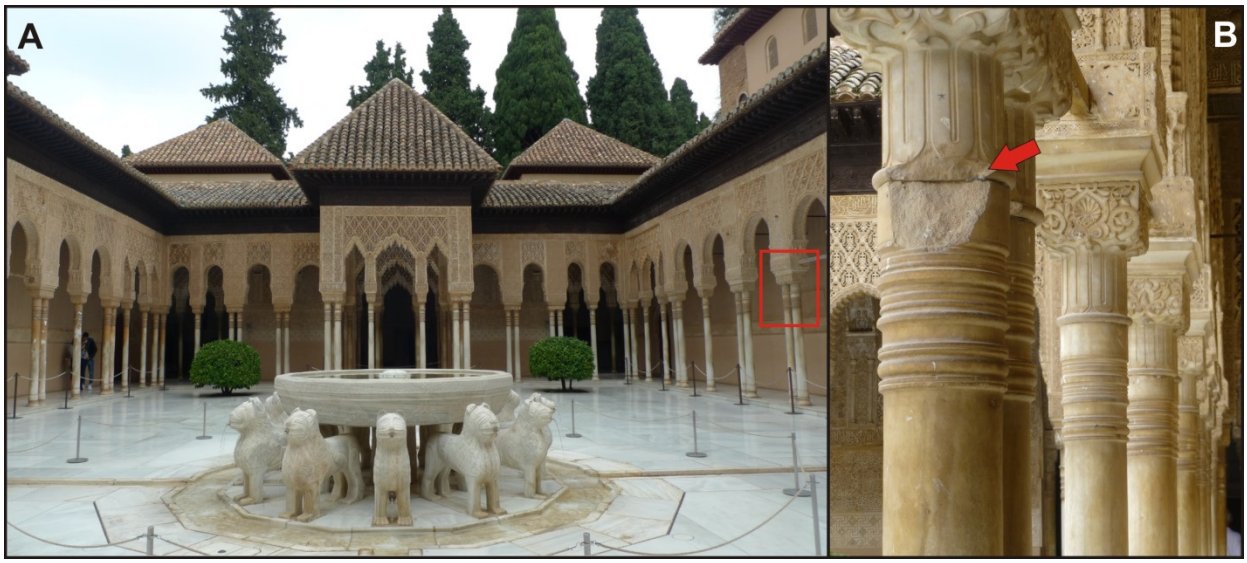


Fig. 1: A) Patio de los Leones (Alhambra, Granada), el cuadro rojo marca el detalle de la fotografía de detalle; B) fotografía de detalle de un "dipping broken corner" (esquina fracturada) en el fuste de una columna en su unión con el capitel.

que es difícil asignarles una magnitud. Los mecanismos focales dan una dirección de extensión NO-SE (Azañón *et al*., 2013).

METODOLOGÍA

Aplicando la clasificación de EAEs propuesta por Rodríguez-Pascua *et al*. (2011), se han podido clasificar varios EAEs: fracturas conjugadas, deformaciones en bóvedas, muros basculados y "*dipping broken corners*" (fracturas en esquinas, Fig. 1). Se han utilizado exclusivamente los "*dipping broken corners*" observados en los fustes de columnas en su contacto con la basa o el capitel. Las columnas, al tener una sección circular no presentan anisotropías previas que condicionen el movimiento de estas ante esfuerzos de cizalla cíclicos generados por el paso de las ondas sísmicas. Por este motivo se han utilizado en el análisis inicial como estructuras fiables para determinar las direcciones de movimiento del sustrato durante un terremoto.

DATOS

Se han podido registrar "*dipping broken corners*" en las columnas del Patio de los Leones (s. XIV) y en las del Palacio de Carlos V (s. XVI).

En el Patio de los Leones se han medido 20 orientaciones de "*dipping broken corners*" (Fig. 1) en las columnas de mármol, con una orientación media N060°E para la dirección de movimiento del terreno (Fig. 2). Esta orientación también se ve apoyada por los muros basculados que presenta el patio en su margen este, dando una dirección y sentido de basculamiento hacia el oeste.

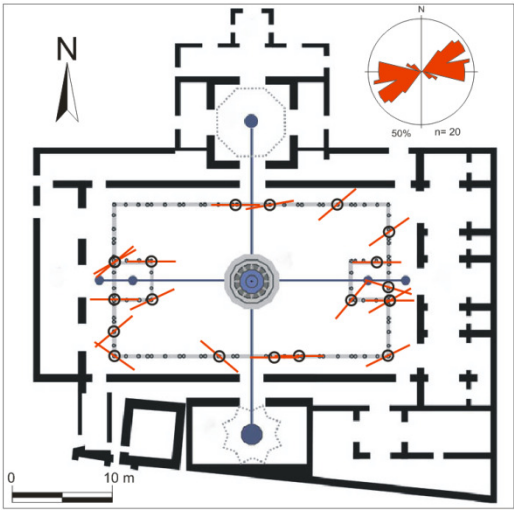


Fig. 2: Plano del Patio de los Leones donde se marcan las direcciones de movimiento del terreno durante un terremoto obtenidas del análisis de los "dipping broken corners" de las columnas del patio.

El Palacio de Carlos V ha ofrecido 21 medidas de "*diping broken corners*" (Fig. 3), pero solo en el piso superior del edificio, ya que el inferior está totalmente restaurado y los posibles efectos han sido tapados por mortero que imita los conglomerados que forman las columnas del palacio. La orientación media de movimiento del terreno obtenida es en este caso N170°E (Fig. 4).

DISCUSIÓN

No se han registrado terremotos instrumentales en la zona lo suficientemente importantes como para producir efectos destacables en la Alhambra. Sin embargo, varios terremotos históricos pudieron producir estos EAEs. La proximidad del epicentro asignado por el catálogo oficial del IGN (Martínez Solares y Mézcua, 2002) al terremoto de Granada con fecha 04/07/1526 (EMS98=VII) y situado a 2 km al este de la Alhambra, hace que posiblemente pudo ser el responsable de los EAEs del Patio de los Leones, haciendo moverse el terreno en dirección E-O como marcan estas estructuras. En el caso del Palacio de Carlos V, aun inacabado cuando se produjo el terremoto de 1526 pudo verse afectado por otro terremoto en Granada a fecha de 29/07/1822 (EMS98=VI-VII) situado a 2,7 km hacia el NO de la Alhambra. Esta orientación es compatible con la orientación media de movimiento del sustrato obtenida para los EAEs del palacio (N170°E). Este último terremoto al estar más alejado, pudo tener en la Alhambra un efecto mayor sobre edificios altos, como la columnata del segundo piso del Palacio de Carlos V, pero un menor efecto en edificios de una única planta como el Patio de los Leones, por lo que no quedaría registrado en edificios bajos. Estos dos terremotos son una posible explicación a dichas estructuras de deformación, aunque son resultados preliminares en proceso de trabajo.

Fig. 3: A) Columnata del Palacio de Carlos V (Alhambra, Granada), el cuadro rojo marca la fotografía de detalle; B) fotografía de detalle de un "dipping broken corner" (esquina fracturada) en el fuste de una columna en su unión con la basa.

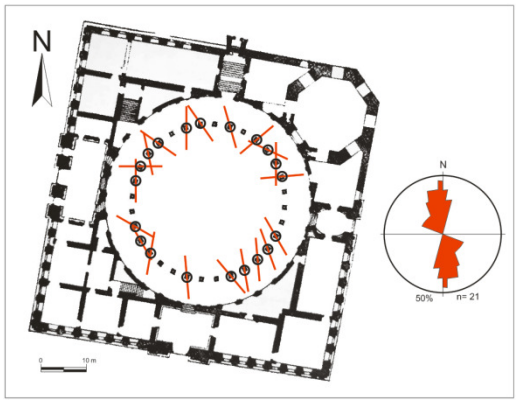


Fig. 4: Plano de la columnata del Palacio de Carlos V donde se marcan las direcciones de movimiento del terreno durante un terremoto obtenidas del análisis de los "dipping broken corners" de las columnas del patio (primera planta).

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por los proyectos IGME CATESI-07 y del MINECO CGL2012-37281-C02.01 (USAL). Es una contribución del Grupo de trabajo QTECT-AEQUA.

Referencias bibliográficas

Azañón, J.M., Azor, A., Booth-Rea, G. y Torcal, F. (2004), "Small-scale faulting, topographic steps and seismic ruptures in the Alhambra (Granada, southeast Spain)". Journal of Quaternary Sciences, 19: 219-227.

Azañón, J.M., García-Mayordomo, J., Insua, J.M., Rodríguez-Peces, M.J. (2013). Seismic hazard of the Granada Fault. *Cuaternario y Geomorfología*, 27 (3-4), 13-20.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21, 2191-2194.

Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., Borque, M.J., Gonzá- lez Lodeiro, F., Jabaloy, A., Marín Lechado, C., Ruano, P., Sanz de Galdeano, C. (2003). Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE, Spain). *Journal of Geodynamics*, 36, 239-250.

Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Bardají, T., Grützner, C., Reicherter, K. (2009). *Structural Analysis of Earthquake Archaeological Effects (EAE): Baelo Claudia Examples (Cádiz, South Spain)*. Instituto Geológico y Minero de España, 130 pp.

Giner-Robles, J.L.; Silva Barroso, P.G.; Pérez-López, R.; Rodríguez-Pascua, M.A., Bardají Azcárate, T., Garduño-Monroy, V.H., Lario Gómez, J. (2011). Evaluación del daño sísmico en edificios históricos y yacimientos arqueológicos. *Aplicación al estudio del riesgo sísmico. Proyecto EDASI.* Serie Investigación. Fundación MAPFRE, 96 pp.

Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Martín-González, F., Cabañas, L. (2012). Análisis estructural de daños orientados en el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Aplicaciones en Arqueosismologia. *Boletín Geológico y Minero de España*, 123 (4), 503-513.

Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Silva, P.G., Martín-González, F., Rodríguez-Escudero, E. (2013). A review on oriented fall structures (Earthquake Archaeological Effect, EAE) induced by instrumental earthquakes. *Cuaternario y Geomorfología*, 27 (3-4), 37-49.

Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Naupari, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M., Lucini, M. (2000). The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19, 762-786.

Hinzen K., Fleischer C., Reamer K., Schreiber S., Schütte S. y Yerli B. (2011). Quantitative methods in archaeoseismology. *Quaternary International*, 242: 31-41.

Korjenkov A. M. y Mazor E. (2013). The Features of the Earthquake Damage Patterns of Ancient City Ruins in the Negev Desert, Israel. *Geotectonics*, 47: 52–65.

Lupiani, E. y Soria, J.M. (1985). *Mapa Geológico de España 1009. Granada. Serie MAGNA.* Ed. Instituto Geológico y Minero de España.

Martínez-Solares, J.M., Mezcua, J. (2002). *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C.-1900)*. Instituto Geográfico Nacional. Ministerio de Fomento. 756 pp.

Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Garduño-Monroy, V.H., Reicherter, K. (2011). A Comprehensive Classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) for Archaeoseismology. *Quaternary International*, 242(1), 20-30.

Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Martín-González, F., Giner-Robles, J.L., Silva, P.G. (2012). Efectos arquitectónicos del terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Neoformación y reactivación de efectos en su Patrimonio Cultural. *Boletín Geológico y Minero de España*, 123 (4), 487-502.

Rodríguez-Pascua, M.A., Perucha, M.A., Pérez-López, R., Giner-Robles, J.L., Martín-González, F., Verdaguer i Serrat, J. (2013). Earthquake Archaeological Effects (EAEs) triggered by the Middle Age Catalonian seismic crisis in the Romanesque heritage (NE Spain). *Cuaternario y Geomorfología*, 27 (3-4), 91-97.

Sanz de Galdeano, C. S., Montilla, J. P., y Casado, C. L. (2003). Seismic potential of the main active faults in the Granada Basin (southern Spain). *Pure and Applied Geophysics*, 160(8): 1537-1556.

EFECTOS GEOLÓGICOS DEL TERREMOTO DE DALÍAS-BERJA 1804 AD. (ALMERÍA, SE ESPAÑA)

P. Huerta [(1)], P.G. Silva [(1)], J.L. Giner-Robles [(2)], M.A. Rodríguez-Pascua [(3)],M.B. Bautista Davila [(4)].

(1) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. Avda. Hornos Caleros, 50. 05003-Ávila. phuerta@usal.es; pgsilva@usal.es
(2) Dpto. Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Madrid, Spain.
(3) Instituto Geológico y Minero de España, IGME, Madrid, Spain.
(4) Servicio de Bibliotecas, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca.

Abstract (Earthquake Environmental Effects of the Dalías-Berja 1804 AD event (Almería, Spain)): *The Dalías-Berja earthquake occurred in August 25th, 1804 and produced a death toll of 407 persons and caused important damage in several villages of the Almería Region. The Dalías-Berja area locates in the southeastern part of the Betic Cordillera where the compressive and distensive deformations and structures produced by the convergence between Africa and Eurasia trigger significant historical and recent seismicity. Furthermore the death people and the induced building damage, the Dalías-Berja earthquake caused several of the Earthquake Environmental Effects (EEE) considered in the ESI-07 scale such as, landslides, groundcracks, liquefaction processes, and hydrogeological anomalies. The application of the ESI-07 scale to the catalogued EEE has allowed to (a): assign a IX ESI-07 macroseismic intensity to this earthquake; (b) to define the areas affected by different intensity levels; and (c) to develop an intensity map merging data from environmental (ESI-07) and building (EMS-98) damage.*

Palabras clave: paleosismología; sismicidad histórica; Escala ESI-07, Cordillera Bética.
Key words: *paleoseismology; historical seismicity; ESI-07 scale, Betic Cordillera.*

INTRODUCCIÓN

El estudio de terremotos ya sean instrumentales, históricos o prehistóricos necesita de información geológica sobre el lugar en el que se desarrollan y sobre los efectos geológicos que estos producen. Con esta información se pueden comparar terremotos instrumentales, históricos y prehistóricos.
El Catálogo de los efectos geológicos de los terremotos en España (Silva *et al*., 2014), ha generado una línea de trabajo que pone de manifiesto el interés del análisis de los efectos geológicos de los terremotos (EEE) de nuestro país, lo que podría ser muy útil a la hora de completar mapas de peligrosidad.

Este trabajo pretende aportar un análisis de los efectos geológicos que produjo el terremoto de Dalías-Berja en 1804 AD y que han sido recogidos en distintos documentos históricos por las gentes del lugar o por viajeros que visitaron la zona en el momento del terremoto o con posterioridad. La información sobre EEE ha sido extraída en parte de los siguientes catálogos e informes (Prado de, 1863; López Marinas, 1979; Espinar Moreno, 1994; Sánchez Navarro-Neumann, 1921).

El terremoto de Dalías-Berja (M 6,4; VIII-IX EMS / IX MSK) se produjo el 25 de agosto de 1804 a las 8:25 de la mañana, aunque constituye parte de una serie sísmica desarrollada entre el 22 y el 28 de agosto con varias réplicas, igualmente importantes, que se sintieron en todo el área. La serie sísmica continuó hasta octubre, destacándose algunas réplicas el 26 de septiembre y el 6 de octubre. El terremoto de Dalías-Berja estuvo precedido de otros que se produjeron el 13 de enero en Almería; el 21 de enero en Almería, Berja, Roquetas y Dalías; y el 18 de febrero de 1804, que en Adra provocó un "*avance del mar de 22 varas*" (unos 18 m) (Godoy Ramírez, 1914; Espinar Moreno, 1994).

SITUACIÓN

La zona afectada por el terremoto de Dalías-Berja se encuentra principalmente en la Provincia de Almería. Esta zona se enmarca en la parte sur-oriental de la Cordillera Bética, que es una de las zonas sismogénicas más activas de la Península Ibérica (Fig.1).Esta zona muestra evidencias morfotectónicas de deformación actual desarrollando tanto estructuras compresivas, como distensivas, pliegues y fallas, y sismicidad actual (Marín-Lechado *et al*., 2005, 2010; Martínez-Díaz (2000a; 2000b). Esta deformación NO-SE se viene produciendo desde el Mioceno inferior a causa de la convergencia entre África y Eurasia (DeMets *et al*., 1990).

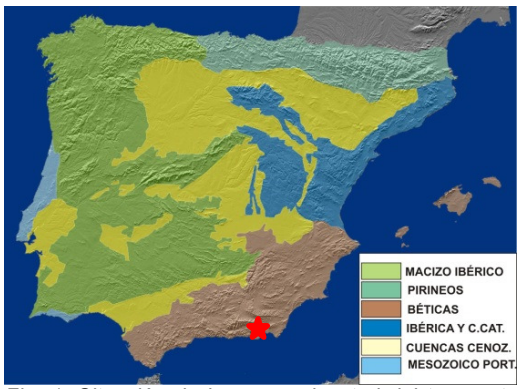


Fig. 1: Situación de la zona epicentral del terremoto de Dalías-Berja. 1804 AD.

DAÑOS GENERALES Y AMBIENTALES DEL TERREMOTO

En la zona epicentral (Dalías-Berja) se produjeron daños severos en las iglesias y casas. Estas últimas sufrieron colapsos parciales o totales, y más de 407

personas murieron. Solo en Dalías (IX EMS) murieron 267 personas. En Berja (VIII-IX EMS), las casas situadas en la llanura sufrieron más daños que aquellas emplazadas en las colinas próximas, como el Cerro Plomero. Se contabilizaron 45 personas muertas. En Roquetas de Mar (VII EMS), 60 casas fueron destruidas, 120 tuvieron que ser derrumbadas después del terremoto y murieron 162 personas. En Canjáyar (VIII-IX EMS) se derrumbaron varias casas y muchas más tuvieron que ser demolidas en los días posteriores; murieron 4 personas. En Adra (VIII EMS), varias casas se destruyeron y la parte superior de las torres de la iglesia fueron demolidas, con posterioridad al terremoto, debido a los fuertes daños. En Almería (VII EMS), el hospital de Santa María Magdalena, la cárcel y varias casas sufrieron daños moderados. Cherín fue destruido totalmente y Turón sufrió daños importantes en las casas (VIII EMS). En Albuñol (VI EMS), la clave de un arco de la iglesia se cayó y las torres se quebraron.

Los efectos geológicos identificados en el área se corresponden con efectos secundarios del terremoto (Fig. 2), no existiendo evidencias de efectos primarios. En la zona de Dalías-Berja, los manantiales aumentaron notablemente su caudal y aparecieron otros nuevos (López-Marinas, 1977). En las proximidades de Dalías y de la Rambla de Balanegra se encuentra un paraje conocido como Las Quiebras donde se registra un importante deslizamiento en las dolomías triásicas y grietas superficiales de dimensiones decimétricas a métricas (López Marinas, 1977; Martínez-Díaz, 2000a). En Alcolea y en los campos de olivos próximos a esta población se produjeron grietas de gran tamaño asociadas, algunas de ellas, con procesos de licuefacción y otras con deslizamientos. Al norte de Alcolea se produjo un gran deslizamiento y una avalancha de rocas que hizo desaparecer un lugar conocido como Iniza (Espinar Moreno, 1994). En Albuñol y en la montaña próxima se registraron grietas en el terreno asociadas a deslizamientos y procesos de licuefacción relacionados con los deslizamientos (Prado de, 1863). En Cherín se produjo un deslizamiento en las laderas situadas enfrente de este pueblo, al otro lado del río (Correo de Sevilla, nº 100, 233p. Miércoles 12 de septiembre de 1804). En Roquetas de Mar se produjeron grietas en el terreno.

ANÁLISIS DE LOS EFECTOS GEOLÓGICOS DEL TERREMOTO

Las descripciones del terremoto aportadas por de Prado (1863) y las cartas publicadas en la Gaceta de Sevilla, entre otros, revelan la existencia de múltiples efectos ambientales y geológicos (EEE) producidos por el terremoto de Dalías-Berja (1804). Los partes de los corregidores de los distintos municipios describen 4 tipos de EEE: (1) anomalías hidrogeológicas (HA) descritas principalmente en la zona de Dalías y Berja; (2) agrietamientos del terreno (GK), prácticamente en todas las localidades con EEE; (3) movimientos de ladera (SM), que también son bastante comunes; y (4) procesos de licuefacción (LQ), descritos únicamente en una localidad, aunque también aparecen asociados a algún movimiento en masa. La mayoría de los EEE identificados tienen una intensidad VIII ESI-07 (1000 km^2), aunque en las proximidades de la zona epicentral aparecen algunos con intensidad IX ESI-07 (170 km^2), y tan sólo uno con intensidad VII ESI-07, en Roquetas de Mar.

Los EEE de la zona epicentral, dentro de la isosista IX situados en un radio máximo de unos 12 km desde el epicentro macrosísmico, son SM, GK, y HA. Los movimientos de ladera y las grietas del terreno presentes en esta zona epicentral aparecen en la sierra de Alhamilla, donde se localiza el deslizamiento de Las Quiebras y aparecen varias grietas en el terreno con anchuras métricas, profundidades de unos 10 m y longitudes de unos 250 m. Los límites del citado deslizamiento son fracturas con direcciones N170 y N125. La reactivación de alguna de estas fracturas podría haber generado este deslizamiento, que, según Martínez Díaz (2000a), pudiera ser parte de una ruptura superficial no identificada asociada a un terremoto de magnitud probablemente superior a 5.5 que hubiese hundido parte del terreno. De las descripciones de Galbis se deduce que en la zona de Berja, y seguramente también en la zona de Dalías, los sedimentos cuaternarios que conforman estas cuencas produjeron una amplificación de la

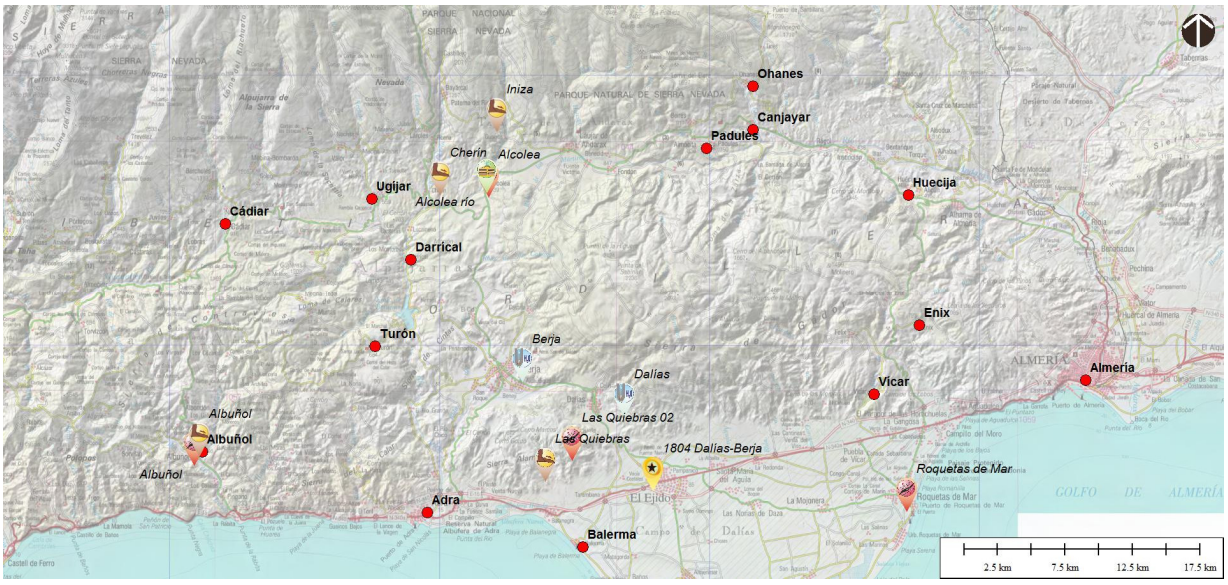


Fig. 2: Mapa con la situación de las localidades afectadas por el terremoto de Dalías-Berja 1804, en las que se han obtenido valores de Intensidad MSK, EMS (puntos rojos) y lugares donde se han encontrado efectos geológicos (simbología de la escala ESI-07). El epicentro macrosísmico está indicado con una estrella.

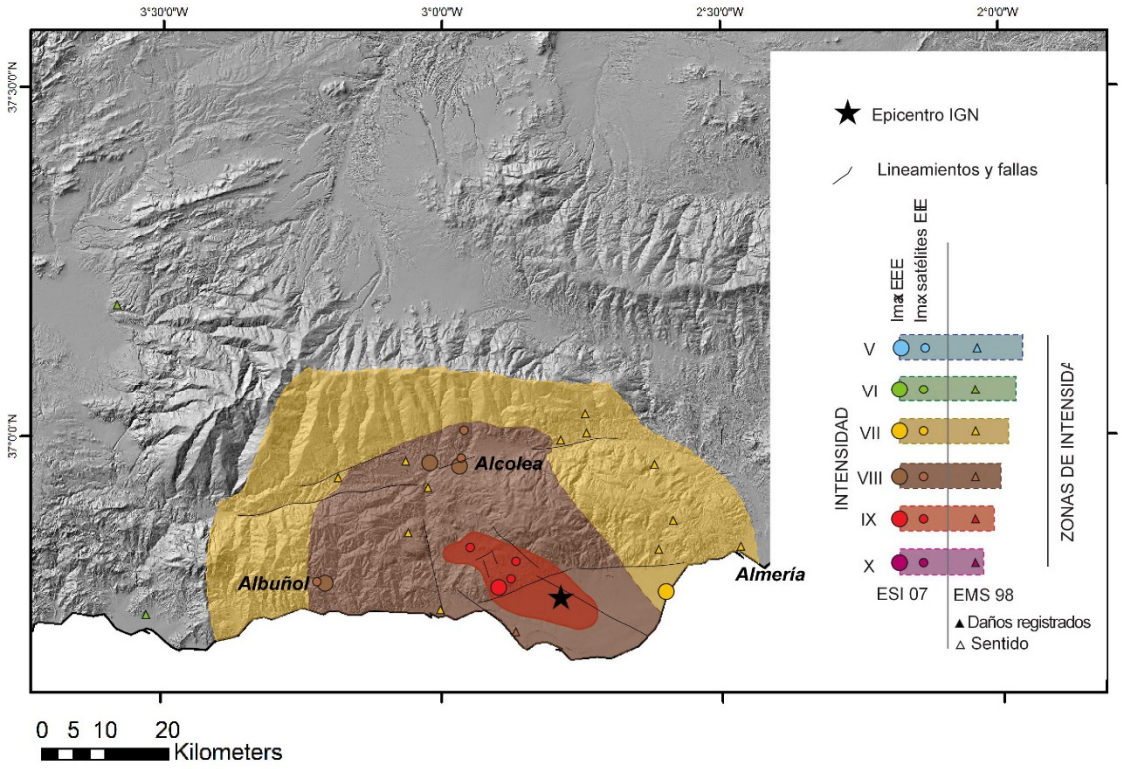


Fig. 3: Mapa de intensidades del terremoto de Dalías-Berja 1804.

onda sísmica destruyendo las casas situadas en las partes llanas, mientras que las que se situaban en las colinas quedaron en pie. Esta amplificación del terreno quizás provocó la aparición de nuevas fuentes en las zonas de las vegas, tanto de Berja como de Dalías. Los EEE recogidos dentro de la isosista VIII ESI-07 aparecen en torno a los 30 km de distancia de la zona epicentral y se localizan en la zona del corredor de las Alpujarras (localidades de Alcolea y Cherín) y en Albuñol (Figs. 2 y 3). Los datos de intensidades EMS en esta zona son de VII y VI para la localidad de Albuñol, aunque la descripción de los fenómenos geológicos recopilados por de Prado (1863); López Marinas (1977) y Espinar Moreno (1994), así como las descripciones recogidas en el Correo de Sevilla del 12 de septiembre de 1804 apuntan a intensidades VIII ESI-07. En el caso de Albuñol cabe señalar que se han interpretado grietas en el terreno de dimensiones decimétricas, así como movimientos en masa como los producidos con intensidades VIII ESI-07, por la siguiente descripción de Casiano de Prado (1863) que dice: "*La montaña inmediata a Albuñol tiene quiebras y hendiduras horrorosas. Por muchos sitios se ha hundido y aplanado sensiblemente sobre sí misma, y las aguas que salen de estas quiebras se han aumentado con exceso y salen a menudo muy turbias*". Estos efectos de grietas en el terreno y movimientos en masa estarían asociados a procesos de licuefacción como se infiere de la descripción de Casiano.

Los trabajos de López Marinas (1979) y Espinar Moreno (1994) indican que el terremoto tuvo intensidad máxima de IX MSK en Dalías, recatalogado posteriormente con intensidad máxima VIII-IX EMS, y magnitud estimada de M 6,4, situado junto a El Ejido (Martínez Solares y Mezcua, 2002). Junto a esta localidad sitúa Martínez-Díaz (2000a; 2000b) el eje de basculamiento de Campo Dalías, y a 3,5 km, la falla que limita por el sur la sierra de Alhamilla y la sierra de Gádor. La zona está segmentada por fallas extensionales de dirección NO-SE con componente de desgarre que provocan movimientos diferenciales en la vertical (Martínez Díaz, 2000a). Esta zona ha sido tectónicamente activa desde el Mioceno Superior como queda evidenciado por la geomorfología de la zona y la existencia de EEE en el registro geológico de la misma (Martínez Díaz, 2000a; Pedrera *et al*., 2012; Marín-Lechado *et al*., 2005).

Los EEE catalogados indican que el epicentro macrosísmico del terremoto de 1804 estaba próximo a la localización epicentral indicada por el IGN (Martínez Solares y Mezcua, 2002) (Fig. 3).

El terremoto del 25 de agosto de 1804 sucede a otro producido en la misma zona el 13 de enero de 1804, este último con una intensidad máxima de VII-VIII EMS y con su epicentro localizado en el Mar de Alborán (Martínez Solares y Mezcua, 2002).

Agradecimientos: Este trabajo ha contado con la financiación del proyecto de investigación CGL2012-37281-C02.01.*QTECTBETICA (USAL) Y CATESI-07 (IGME). Es una contribución del INQUA TERPRO Project 1299 EEE Metrics y del grupo de trabajo QTECT-AEQUA*

CONCLUSIONES

Referencias bibliográficas

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S. (1990). Current plate motions. Geophysical Journal International, 101(2): 425-478.

Espinar Moreno, M. (1994). Los estudios de sismicidad histórica en Andalucía: Los terremotos históricos de la Provincia de Almería. En: *El estudio de los terremotos en Almería*. Instituto de Estudios Almerienses, pp. 115-180.

Galbis, J., (1932). Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5ºE y 20ºW de Greenwich y los paralelos 45º y 25ºN. Dirección General del Instituto Geográfico, Catastral y de Estadística, Madrid. 807 pp.

Godoy Ramírez, J. (1914). Bosquejo Geológico histórico de la actual Provincia de Almería.

López Marinas, J. M. (1977). *Estudio de periodo sísmico de 1804 en Almería.* Hidroeléctrica Española, Informe interno, p. 30.

Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Rodríguez-Fernández, L.R., Serrano, I. and Pedrera, A. (2005). Active faults, seismicity and stresses in an internal boundary of a tectonic arc (Campo de Dalías and Níjar, southeastern Betic Cordilleras, Spain). *Tectonophysics*, 396(1): 81-96.

Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., Borque, M.J., De Lacy, M.C., Pedrera, A., López-Garrido, A.C., Alfaro, P., García-Tortosa, F. and Ramos, M.I. (2010). Levelling profiles and a GPS network to monitor the active folding and faulting deformation in the Campo de Dalías (Betic Cordillera, Southeastern Spain). *Sensors*, 10(4): 3504-3518.

Martínez-Díaz, J.J. (2000a). *Neotectónica y tectónica activa del sector centro-occidental de la región de Murcia y sur de Almería (Cordillera Bética-España).* PhD Thesis, 517 pp.

Martínez-Díaz, J.J. (2000b). Actividad neotectónica en el sureste de Almería y su incidencia en la morfotectónica de la zona (Cordilleras Béticas). *Revista de la Sociedad Geológica de España 13, 417– 429.*

Martínez Solares, J.M.; Mezcua, J. (2002). Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (880 a.C. – 1900). Monografías IGN, 18. IGN, Madrid (Spain), 253 pp.

Pedrera, A., Galindo-Zaldívar, J., Marín-Lechado, C., García-Tortosa, F.J., Ruano, P., López Garrido, A.C., Azañón, J.M., Peláez, J.A., and Giaconia, F. (2012). Recent and active faults and folds in the central-eastern internal zones of the Betic Cordillera. J. Iberian Geol. 38, 203-221.

Prado, C. De, (1863). Los terremotos de la Provincia de Almería. *Rev. Minera*, t. XIV, núms. 322 a 325, 69 págs.

Sánchez Navarro-Neumann, M. (1921). Lista de los terremotos más notables sentidos en la península Ibérica desde los tiempos más remotos, hasta 1917, inclusive, con ensayo de agrupación en regiones y períodos sísmicos. La Estación Sismológica y el Observatorio Astronómico y Meteorológico de Cartuja (Granada). *Memorias y trabajos de vulgarización científica*. pp. 11-65.

Silva, P.G., Rodríguez Pascua, M.A., Giner Robles, J.L., Pérez, R., Lario Gómez, J., Perucha Atienza, M.A., Bardají, T., Huerta Hurtado, P., Roquero García-Casal, E. and Bautista Davila, M.B. (2014). *Catálogo de los Efectos Geológicos de los Terremotos en España*. Serie Riesgos Geológicos/Geotecnia, 4. Instituto Geológico y Minero de España.

PALEOGEOGRAPHY AND PALEOSEISMICITY: THE AD 1048 ORIHUELA EARTHQUAKE CASE STUDY (LOWER SEGURA DEPRESSION, SE SPAIN)

Silva, P.G. [(1)], Bardají, T. [(2)], Roquero, E. [(3)], Martínez-Graña, A. [(1)], Perucha, M.A. [(4)], Huerta, P. [(1)], Lario, J. [(5)], Giner-Robles, J.L. [(6)], Rodríguez-Pascua, M.A. [(4)], Pérez-López, R. [(4)], Cabero, A. [(5)], Goy, J.L. [(1)], Zazo, C.[(7)]

(1) Dpto. Geología, Universidad de Salamanca, Escuela Politécnica Sup Ávila y Fac. de Ciencias, España. pgsilva@usal.es
(2) U.D. Geología. Universidad de Alcalá (UAH). 28871-Alcalá de Henares (Madrid), España.
(3) Dpto. de Edafología. E.T.S.I. Agrónomos. Universidad Politécnica (UPM). Ciudad Universitaria s/n 28040 Madrid
(4) Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ríos Rosas, 23, 28004-Madrid, Spain
(5) Facultad de Ciencias, UNED. Senda del Rey s/n 28040-Madrid, España
(6) Dpto. Geología y Geoquímica. Fac. Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid (UAM). Canto Blanco, Madrid.
(7) Dpto. Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC. 28006-Madrid, España

Resumen (Paleogeografía y Paleosismicidad: El caso de estudio del Terremoto de Orihuela de1048 AD. Depresión del Bajo Segura, SE España): *El presente trabajo aborda el análisis paleogeográfico de la Depresión del Bajo Segura donde se ubicaba la antigua bahía Ibero-Romana del Sinus ilicitanus. Se confrontan datos de reconstrucciones paleogeográficas, documentos históricos con el análisis geomorfológico del sistema de acequias, azudes y canales de la zona y su desarrollo en diferentes periodos. Se concluye que durante la época musulmana la zona afectada por el terremoto en las inmediaciones de Orihuela era un sistema deltáico palmeado progradando sobre una zona pantanosa. Los efectos ambientales del terremoto de 1048 AD se relacionan con fracturación del terreno y procesos de licuefacción, así como un relevante cambio del curso del río Segura y abandono del sistema deltaico. Se discuten otras implicaciones respecto a la sismicidad y riesgo sísmico de la zona.*

Palabras clave: *Paleosismología, Paleogeografía, Terremotos antiguos, zonas litorales, SE España*
Key words*: Paleoseismology, Paleogeography, Ancient earthquakes, littoral zones, SE Spain*

INTRODUCTION.

The AD 1048 Orihuela earthquake represents an example of the role of palaeogeographic evolution of estuarine environments in the understanding of poorly documented historic earthquakes. This earthquake is only documented by the historical description of the Arab geographer *al-Urdi* (Espinar Moreno, 1994) in reference to the ancient *"Muslim kingdom of Tudmir"* (Alicante and Murcia Regions).

The original description by *al-Udri* (11th Century AD) of the earthquake is as follows: *"There was a series of earthquakes followed one another in the fertile plains of Tudmir, in the cities of Orihuela, Murcia and in the area between them (Segura Valley). That occurred after the year 440 of the Hijra (AD 1048). Tremors repeated continuously during a year, occurring several times every day and every night. Houses were destroyed, minarets and all high buildings collapsed. In Orihuela the main Mosque (Aljama) and its minaret were completely destroyed. The ground cracked over the entire agricultural area (nahiya) of the valley (hawma). Many wells and springs dried up and fetid water ejections occurred".*

Nevertheless, regarding to the earthquake environmental effects, other translations say that *"many springs disappeared under the ground and other ones emerged welling up stinking waters"* (Sánchez-Pérez and Alonso, 2004; Franco Sánchez, 2014) suggesting the occurrence of widespread liquefaction processes as occurred in this area during the AD 1829 Torrevieja event affecting the whole Lower Segura Depression (Alfaro et al., 2012). The original Arab text of al-Udri also mentioned the *"littoral zone of Tudmir",* as well as the cities of Lorca, Cartagena, Elche, Santa Pola and Alicante. Espinar Moreno (1994) interpreted that all these localities were out of the macroseismic area, but the location of the *"ancient littoral zone of Tudmir"* has to be construed under the light of the palaeogeography of the zone in the 11th century AD (Fig. 1).

MACROSEISMIC DATA.

Espinar Moreno (1994) locate the earthquake between Murcia and Orihuela because those were the only cited by al-Urdi. The Spanish IGN Catalogue, place the macroseismic epicenter in Orihuela with an intensity of VIII EMS (Martínez Solares and Mezcua, 2002). No macroseismic data are available for other localities east of Orihuela. This is an anomaly, since some authors indicate that the earthquake was similar to the well-known AD 1829 Torrevieja event (Alfaro et al, 2012), in which Orihuela recorded a similar VIII EMS intensity, but the strongest damage (IX-X EMS) was recorded in the eastern zone of the Lower Segura Depression.

Recent data indicate that the "Rábitas Califales" (little mosques) of Guardamar del Segura (10th Century AD), about 18 km east of Orihuela (Fig. 2), were partially destroyed by this earthquake (Franco Sánchez, 2014). This author documents the southwards collapse of the mirháb and the southern wall of the mosque M-II of this archaeological site, relating its final abandonment to seismic damage. This is a newly reported earthquake archaeological effect (EAE) for this seismic event, and the unique one in the eastern zone of the Lower Segura Depression (Fig. 2). The location of the site, about 2 km north of the Lower Segura Fault-trace, and the southwards collapse of the walls fit well with the earthquake secondary effects on building fabrics listed by Rodríguez-Pascua et al. (2011). In fact, most authors identify the Lower Segura Blind Fault as the most probable seismic source for the AD 1829 and AD 1048 earthquakes (Alfaro et al., 2012).

PALAEOGEOGRAPHICAL EVOLUTION OF THE LOWER SEGURA DEPRESSION.

Recent palaeogeographic reconstructions (Tent Manclús, 2013) indicate that the Lower Segura Depression was occupied by a large bay, between Elche and Orihuela, subject to progressive sedimentary filling by the old prograding deltas of the Vinalopó (North) and Segura (South) rivers since c. 6,000 BP (Fig. 1). This large bay corresponds to the Ibero-Roman *"Sinus Ilicitanus"* described by the Roman geographers (i.e. Gagnaison et al., 2007). These old descriptions indicate the occurrence of a large shallow-marine embayment with three main islands (Fig. 1), corresponding to the Tabarca Island, El Molar island and the San Isidro rocky islet (Tent Manclús, 2013). Some of the palaeogeographic reconstructions indicate the occurrence of littoral sand-bars North (La Marina spit-bar) and South (Guardamar spit-bar) of El Molar Island giving place to the generation of a variety of marshlands, salt marshes and lagoon areas (Blázquez and Usera, 2004; Giménez Font, 2009).

The old embayment of the Lower Segura Depression (*Sinus ilicitanus*) was featured by the occurrence of shallow marshlands, which were progressively filled from Roman times (Fig. 1; Pocklington, 1989). Eventually, in the early 18th century, the zone was subjected to large artificial drainage works in order to reclaim the existing swampy littoral areas for agriculture (Bernabé Gil, 1999). The last artificial drainage works of the ancient marshlands were carried out during the second half of the 20th century (1950 – 1956; Delgado et al., 1988).

Following the work of Tent-Manclús (2013) from pre-Roman to Roman times (c. 1st century AD) the Segura river-delta front was located in the vicinity of Callosa south of the San Isidro rocky islet, (Figs. 1 and 2). The Roman delta consisted of a main lobe with the Segura River main channel running towards the NNE and flowing into the *Sinus ilicitanus* in the vicinity of the present locality of Catral. The old Roman coastline bordered the present localities of Catral, Rafal and Benejuzar about 11 km ENE from Orihuela (Fig. 2). Tent-Manclús (2013) identifies an anomalous subsidence event during Roman times (AD 1 - AD 200), which triggered the abandonment of the old NNE Roman delta-channel that shifted to a southern position, flowing E-W along the present localities of Almoradí, La Daya and S. Fulgencio (Fig. 1). The new delta prograded into the marshlands and generated several small delta-lobes south of the El Molar Island. This palaeogeographical conditions remained until the 10th century, when the first Muslim settlements occurred in this area (Gutiérrez Lloret, 1995; Azuar Ruiz, 1999) and persisted at least until the early 14th century (Azuar Ruíz, 1999).

Descriptions of the zone made by *al-Udri* in the 11thcentury (Sánchez-Pérez and Alonso, 2004) suggest the occurrence of two main channels of the Segura river during the Muslin period. The first one flowing to the NE towards Callosa and Catral (ancient Roman river-course converted into an irrigation canal) and the main one flowing to the towards the East by the Almoradí –Algorfa area (Fig. 1; Silva et al., 2015). Historical landscape reconstructions for Muslim times (Gutiérrez Lloret, 1995; Azuar-Ruíz, 1999; Giménez Font, 2009) clearly indicate that the inner coastline of the *Sinus ilicitanus* was bordering

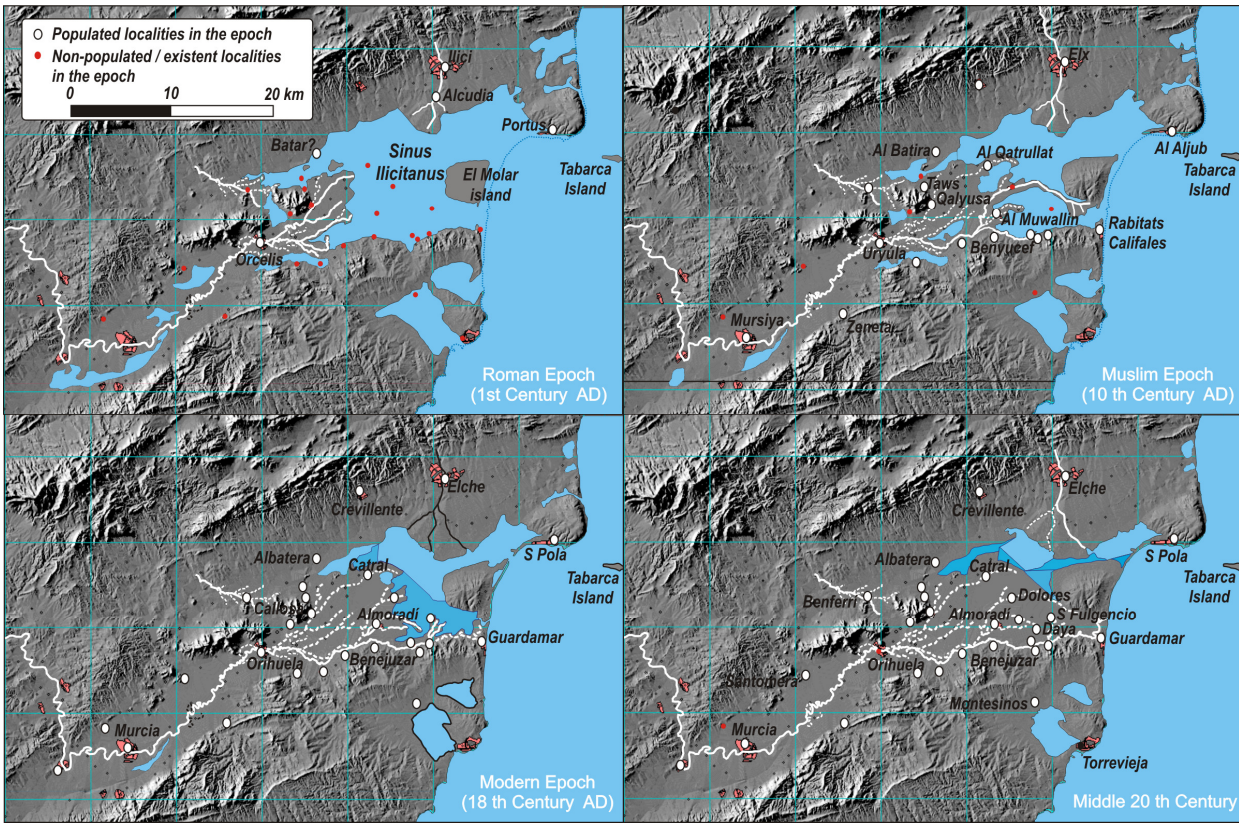


Fig. 1: Palaeogeographical reconstruction of the Lower Segura Depression and Segura valley based on the proposals of Tent-Manclús (2013), reconstructions of ancient acequia systems (irrigation cannals), historical data on reclaimed lands of the ancient Sinus Ilicitanus and palaeogeographical descriptions from roman to muslin times by Pocklington (1989), Azuar Ruiz (1999), Gutierrez Lloret et al. (1995); Sánchez-Pérez and Alonso (2004) and Parra Villaescusa (2013). Base map 25 m resolution DEM Instituto Geográfico del Ejército.

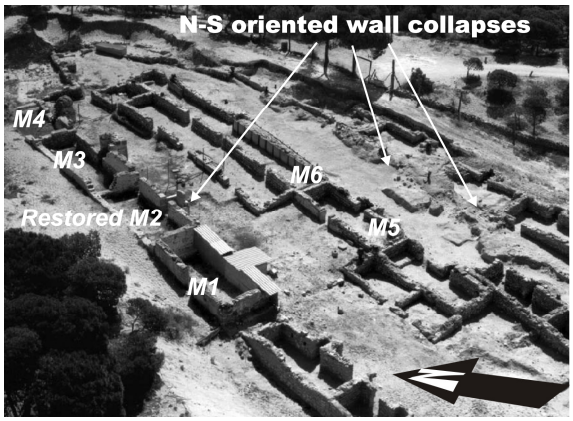


Fig. 2: N-S oriented wall collapses in the Rábitas Califales (Guardamar del Segura) linked to damage during the AD 1048 Orihuela earthquake. Mosque M2 (presently restored) displayed the major damage. Modified from Azuar-Ruíz (2010).

the localities of Almoradi - La Daya – Algorfa in the South and Catral in the North, presently at about 14 km from the shoreline (Fig. 2).

THE ANCIENT SEGURA RIVER DELTA DURING THE 10th - 11th CENTURIES.

Reconstructions of the irrigation systems during the Muslim period in the zone (Azuar Ruiz, 1999; Parra Villaescusa, 2013) evidence how the early Muslim settlers took advantage of the distributary pattern of the ancient Segura River delta system to develop the irrigation system along the western zone of the Lower Segura Depression (Silva et al, 2015). The projection of the ancient irrigation systems and old tracks-ways with significant meandering geometry on digital terrain models of the zone resulted in channel fingered patterns, resembling the "foot-bird patterns" of river-dominated deltas (Fig. 3) consistent with the micro-tidal nature of this Mediterranean coast. The major irrigation canals (Acequias) and some of the largest tracks in the studied zone, constituted the main ancient delta-channels. These are presently about 3-4 m above the adjacent plains, suggesting the occurrence of channel-levee systems (probably enlarged and fixed during the Muslim period). On the contrary, minor canals used by the evacuation of leftover waters (Azarbes) are commonly at the ground level and display frequent rectilinear geometries and clear cross-cutting relationships with the main canals (acequias) indicating their man-made nature.

These analyses highlight the occurrence of two main delta lobes prograding in the ancient marshlands (remains of the *Sinus Ilicitanus*). These deltaic bodies occupied the central area of the Lower Segura Depression west of Almoradí (Fig. 2). Several delta-channels protruded into the ancient marshlands separated from the sea by emergent spit-bar systems (Fig. 2), fitting well with historical landscape reconstructions (Gutiérrez Lloret , 1995; Azuar-Ruiz, 1999).

Fig. 3 illustrates the most probable geometry and features of the Segura river-delta protruding into the old estuarine zone during Muslim times. The oldest delta-lobe NE Orihuela (A1) corresponds to the old Roman delta drained by the "Acequia Mayor de Orihuela-Callosa" described by *al-Udrí* (main Roman river channel) and five main distribu-taries (acequias of Albatera, Moncada, Algimet, Benimancox and Bemira). The second delta-lobe (A2), corresponds to the active delta lobe during early Muslim times (9th century) drained by the "Acequia Vieja de Almoradí" (main Muslim river channel) with four main distributaries (acequias of Aceyt, Teyl, Almisgram and Mayayo; Fig.3). The paleogeographical model also includes the main channel of the Segura River identified by Tent-Manclús (2013), flowing close to the southern flank of the Molar island, where developed a small delta lobe (B3; Fig. 3). This ancient river channel, already converted into an irrigation canal (Acequia Vieja de Almoradí), is still

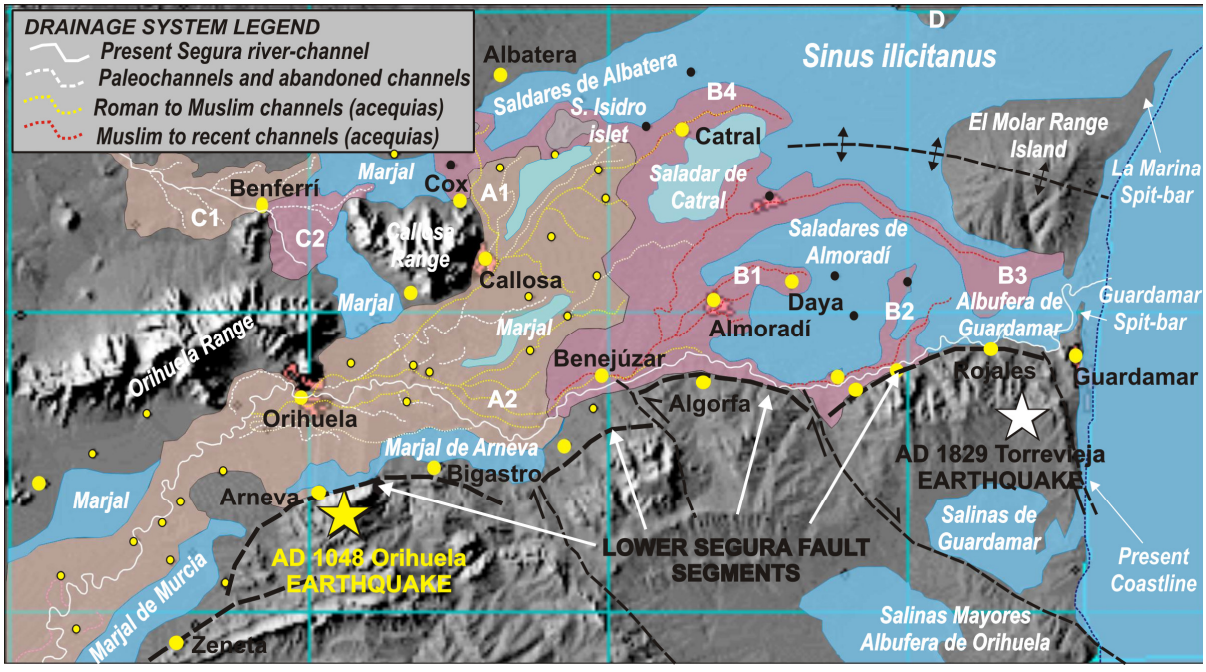


Fig. 3: Theoretical reconstruction of active delta lobes and channel systems of the Segura River during Roman (A) and Muslim (B) times protruding in the ancient marshlands of the Sinus Ilicitanus. Giving place to foot-bird distributary patterns and minor delta lobes at Almoradi (B1), S. Fulgencio (B2) Albuferra de Guardamar (B3) and Catral (B4). Also is illustrated the evolution of the rambla-delta of Benferrí (C) during both periods. To the north the (D) is the Vinalopó Delta. Tthe location of the main segments of the Lower Segura blind-fault and El Molar Range Anticline are displayed in black.

documented in the early 14th century maps (Azuar-Ruíz, 1999). From the 10th century the eastern delta lobe (A2) prograded into the eastern marshlands generating a "bird-foot delta" and different minor delta lobes (B1 to B4; Fig.3). The palaeogeographical models of Tent-Manclús (2013) indicate that the present E-W river-course of the Segura, adjacent to the Lower Segura blind fault, was firstly outlined in the late 11th century. From this period the old "foot-bird" distributary system of the Segura river was progressively converted into irrigation canals.

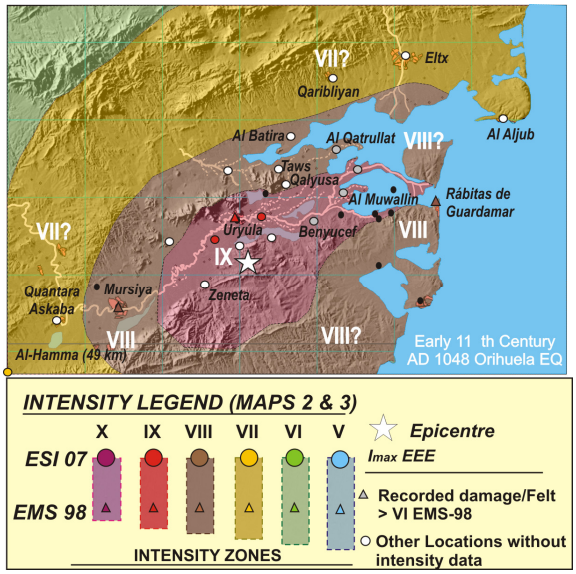


Fig. 4: Theoretical reconstruction of ESI-07 intensity zones during the AD 1048 Orihuela earthquake based on the theoretical ground-susceptibility induced by the location of inactive Roman and active Muslim delta lobes and marshlands.

Finally, the paleogeographical reconstruction presented in this works helps to understand damage distribution occurred in the area during more recent earthquakes. This is the case of the well-known AD 1829 Torrevieja earthquake (Mw 6.6; IX-X EMS; Martínez Solares and Mezcua, 2002). During this historical earthquake, extensive liquefaction and building damage were concentrated in the eastern zone of the ancient *"Sinus ilicitanus"* (Silva and Rodríguez-Pascua, 2014; Fig. 1). In fact, comparing the ancient paleogeography and damage distribution, most affected sites were those located on the old Muslim delta channels and lobes. The Torrevieja earthquake was characterized by widespread occurrence of liquefaction in this area with massive ejection of sand and salt-waters, mainly affecting the localities of Dolores, Daya vieja, San Fulgencio, Benijofar, Rafal, Formentera, Benejuzar and Almoradí (Larramendi, 1829; Alfaro et al., 2012). As illustrated in Fig. 1 these localities are placed on ancient delta-channels of Muslim epoch (Silva et al., 2015), some of them (Almoradí and Benejúzar), were totally destroyed and rebuilt.

A similar seismic scenario occurred during the recent Emilia-Romagna earthquake (Mw 6.2) in the Pianura Padanna (Southern Po Plain, Italy; Emergeo, 2013), where localities located on old river palaeochannels underwent strong seismic damage induced by liquefaction, widespread ejection of sand and water, repeated ground waving and sloshing (Rodríguez-Pascua et al., 2015).

CONCLUSIONS

The progressive growth of the Segura river-delta and palaeogeographical reconstructions provided in this work has a relevant impact in the interpretation of seismic damage records in the zone.

(1) During the AD 1048 Orihuela event (VIII EMS) the main localities in the zone were Murcia, Orihuela and Callosa as described by al-Udri (11th century AD). Other mentioned locations in the muslin texts, such as Catral, Almoradí and Algorfa were merely early agricultural farmsteads bordering the estuarine non-productive swampy areas. Therefore, the description of the AD 1048 earthquake only mentioned these two main localities in which urban development were already important to report seismic building damage. In contrast, in the surrounding agricultural areas only generalized ground cracking, hydrogeological anomalies and liquefaction processes are mentioned, which is consistent with the swampy nature of these zones in the Muslim period.

(2) The presumable destruction of the *"Rábitas Califales"* in Guardamar del Segura built on the emergent spit-bar of Guardamar (Fig. 3) constitutes a newly reported seismic damage data (Franco-Sánchez,2014). Damage in the eastern end of the Lower Segura Depression allow to ensure that the entire Depression from Orihuela (West) to Guardamar (East) underwent significant ground shaking of intensities VIII to IX ESI-07. Fig.4 depicts the hypothetical intensities zones.

(3) Repeated southward shifting of the main Segura river-channel occurred in Roman (1st – 2nd c. AD) and Muslim times (11th -12th c. AD) proposed by Tent-Manclús (2013) can be linked to the activity of the Lower Segura fault. In the second case can be preliminary interpreted as a significant earthquake environmental effect (EEE)of the AD 1048 event of minimum intensity IX (Michetti et al., 2007). If this is the case the previous shifting of the river during Roman times could be also related with an unknown ancient earthquake affecting a nearly depopulated area occupied by the old embayment of the *Sinus ilicitanus* (Fig. 1). If proved, this will imply recurrence periods for Torrevieja-type events of c. 800 - 1000 years in the area.

(4) Paleogeographical reconstructions indicate that most affected localities in the AD 1829 Torrevieja earthquake was placed on ancient channels of the old Muslim delta-lobe. Further studies are necessary to relate probable site-effect and amplification of liquefaction processes in these on-channel localities.

The development of ancient paleogeography helps to improve the knowledge on ancient seismic scenarios (AD 1048), but also identify ground susceptibility data critical for the understanding of damage distribution on historic (AD 1829) and future earthquakes. In detail the relationships of environmental earthquake effects and geological site effect during ancient or poorly documented earthquakes are difficult to understand without a well constrained paleogeo-graphical scenario. This is of especial relevance in ancient littoral zones, as is the case of the deltaic system of the Segura river in the vicinity of Orihuela

during Roman and Muslim times. To the present this area has been conventionally considered as a largely homogeneous alluvial plain.

Acknowledgements: *This work has been funded by the Spanish research projects CGL2012-37281-C02.01 (QTECTBETICA -USAL), CGL2012-33430 (CSIC) and CGL2013-42847-R (UNED) and W. G. QTECT-AEQUA.*

References

Alfaro, P., Bartolomé, R., Borque, M.J., Estévez, A. García-Mayordomo; J., García-Tortosa, F.J., Gil, A.J., Gràcia, E., Lo Iacono, C. (2012). The Bajo Segura Fault Zone: Active blind thrusting in the Eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Journal of Iberian Geology* 38 (1), 271-284.

Azuar-Ruiz, R. (1999). El paisaje medieval islámico de las tierras al sur del País Valenciano. En : *Geoarqueología i Quaternari litoral (Memorial M. P. Fumanal)*. Universidad de Valencia, pp. 49-59.

Azuar-Ruiz, R., Borrego, M., Saranova, R. (2010*). La Rábita de Guardamar: un proyecto de musealización*. Fundación MARQ, Museo Arqueológico de Alicante, Spain. pp. 31-49.

Bernabé Gil, D. (1999). Insalubridad y bonificaciones de almarjales en el Bajo Segura antes de las Pías Fundaciones de Belluga. *Revista Historia Moderna*, 17, 45 – 72.

Blázquez, A.M., Usera, J. (2004). Ensayo de síntesis sobre la evolución cuaternaria de l'Albufera d'Elx. *Geotemas*, 7, 129-132.

Delgado, J., López-Casado, C., Alfaro, P., Giner, J.J., Estévez, A. (1998). Liquefaction potential in the Lower Segura basin (SE Spain). *Eng. Geology*, 49, 61-79.

Emergeo Working Group (2013). Liquefaction phenomena associated with the Emilia earthquake sequence of May e June 2012 (Northern Italy). *Natural Hazards Earth System Science*, 13, 935 - 947.

Espinar Moreno, M. (1994). Los estudios de sismicidad histórica en Andalucía. En*: Los terremotos históricos de la provincia de Almería*. Inst Est Almerienses pp. 115-180

Franco Sánchez, F. (2014). Noticias de ataques y destrucciones en Orihuela durante el período andalusí (ss. VIII-XIII). In: *Orihuela, Arqueología y Museo. Serie Museos Municipales*. Fundación MARQ, Alicante, Spain. pp. 158-167.

Gagnaison, C., Montenat, C., Barrier, P., Rouillard, P. (2007). L'environnement du site ibérique de La Alcudia et les carrières anticues de la Dame d'Elche (Province d'Alicante, Espagne). *ArchéoSciences*, 31, 59-78.

Giménez Font, P. (2009). Irrigation and environmental change in Mediterranean wetlands the Segura river delta from the 10th to the 19th Century. In: *Wetlands as Archives of the Cultural Landscapes: from research to management*. Universidad de Génova.

Gutiérrez Lloret, S. (1995). El origen de la huerta de Orihuela entre los siglos VII y XI. Una propuesta arqueológica sobre la explotación de zonas húmedas en el bajo Segura. *Arbor CLI*, 593. 65-93.

Larramendi, M.J. (1829).Memoria, relación de circunstancias y estado general de pérdidas causadas por la terrible catástrofe de los terremotos de 21 de marzo y siguientes han causado en Torrevieja y Gobernación de Orihuela. Imprenta Real, Madrid.

Martínez Solares, J.M. y Mezcua, J. (2002). Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (880 a.C. – 1900). *Monografías IGN, 18*. IGN, Madrid (Spain), 253 pp.

Michetti, A.M., et al. (2007). Environmental Seismic Intensity Scale 2007—ESI 2007,Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, Vol. 74, Servizio Geologico d'Italia–Dip. Difensa del Suolo, APAT, Roma, Italy, 54pp

Parra Villaescusa, M. (2013). Explotación agrícola en el sur del Reino de Valencia. El cultivo del arroz en Orihuela a finales de la Edad Media. *Medievalismo*, 23, 11- 41.

Pocklington, R. (1989). Observaciones sobre el aprovechamiento del agua torrencial para la agricultura en Murcia y Lorca durante la época árabe: En: *Murcia Musulmana,* Pub. Univ. Murcia, España. 375-383.

Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Giner-Robles, J.L., Silva, P.G., Gardunño-Monroy, V. H., Reicherter, K. (2011). A comprehensive classification of earthquake archaeological effects in archaeoseismology: Application to ancient remains of roman and mesoamericon cultures. Quaternary International, 242, 20–30.

Rodríguez-Pascua, M.A., Silva, P.G., Pérez-López, R., Giner-Robles, J.L., Martín-González, F., Del Moral, B. (2015). Polygenetic sand volcanoes: On the features of liquefaction processesgenerated by a single event (2012 Emilia Romagna 5.9 Mw earthquake,Italy). Quaternary international. 357, 329 – 335.

Sánchez Pérez, J.A., Alonso, R.C. (2004).El territorio alicantino en las fuentes geográficas árabes medievales. *Miscelánea Medieval Murciana*, 23-24, 103-124.

Silva P.G., Rodríguez-Pascua M.A. Eds. (2014). Catálogo de Efectos Geológicos de los terremotos en España. *Serie Riesgos Geológicos / Geotecnia IGME*. Vol., 4. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 350 pp.

Silva, P.G., Bardají, T., Roquero, E., Martínez-Graña, A. et al. (2015). Seismic palaeogeography of coastal zones in the Iberian Peninsula: Understanding ancient and historic earthquakes in Spain. Cuaternario y Geomorfología, 24 (en prensa).

Tent-Manclús, J.E. (2013). Cambio de la línea de costa en el Bajo Segura (Sur de Alicante) en los últimos 15.000 años. *Estudios Geográficos*, 74 (275), 683-702.

EFECTOS ARQUEOSISMOLÓGICOS DEL TERREMOTO DE LISBOA (1755) EN EL PATRIMONIO HISTÓRICO DE LA CIUDAD DE SEGOVIA (ESPAÑA)

M.A. Rodríguez-Pascua [(1)], M.A. Perucha [(1)], P.G. Silva [(2)], J.L. Giner Robles [(3)], R. Pérez-López [(1)], Díez Herrero, A. [(1)]

(1) Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. España. ma.rodriguez@igme.es, ma.perucha@igme.es, r.perez@igme.es, andres.diez@igme.es
(2) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad Salamanca. Ávila. España. pgsilva@usal.es
(3) Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. Madrid. España. jorge.giner@uam.es

Abstract (Archaeoseismological effects of the Lisbon Earthquake (1755) in the historic heritage of the city of Segovia (Spain)): *The Lisbon Earthquake was the most destructive earthquake in the Western European history. This earthquake affected the entire Iberian Peninsula and the city of Lisbon completely collapsed. The intensity of this earthquake was X (EMS-1998) and damaged the historical buildings of Spain. These effects are preserved in historical buildings, like the Cathedral and Romanesque churches in Segovia. The mean direction of ground movement (generated by the earthquake) calculated from the EAEs orientation is N-S. This direction is compatible with the orientation of the epicenter area in the Atlantic Ocean.*

Palabras clave: Efectos Arqueológicos de Terremotos (EAEs), Arqueosismología, Terremoto de Lisboa (1755), Segovia.
Key words*: Earthquake Archaeological Effects (EAEs), Archaeoseismology, Lisbon Earthquake (1755), Segovia.*

INTRODUCCIÓN

El terremoto de Lisboa del primero de noviembre de 1755 es el mayor sismo que afectó a Europa occidental en tiempos históricos. Este terremoto no solo afectó físicamente a la población, sino que además supuso un giro importante en la interpretación científica sobre el origen de los terremotos y esta fecha es considerada como el inicio de la "nueva sismología". Este terremoto afectó a toda la Península Ibérica (Fig. 1) y al norte de África, llegando a sentirse en países centroeuropeos como Alemania (Martínez Solares, 2001). Hoy en día la situación del epicentro de este terremoto es objeto de debate científico (Gutscher, 2005), aunque su posición aproximada se localizaría al SO del Cabo de San Vicente. La intensidad máxima que produjo fue X (EMS-98) en el Algarve (sur de Portugal) (Martínez Solares y Mézcua, 2002). Algunos de esos daños aún son visibles en construcciones del patrimonio histórico a lo largo de toda la Península Ibérica y la ciudad de Segovia es uno de esos ejemplos.

SITUACIÓN

Segovia es una ciudad del centro peninsular situada en el borde norte del Sistema Central Español. Su recinto amurallado está edificado sobre la serie carbonática del Cretácico Superior. Estos materiales son erosionados por el río Eresma y el arroyo Clamores dejando un resalte rocoso donde se asienta la ciudad histórica; esto favorecería el efecto sitio del terremoto por situarse en un alto topográfico. La intensidad media EMS-98 asignada para esta ciudad por Martínez Solares (2001) es IV. Su rico patrimonio histórico hace de esta ciudad un potencial punto de observación de efectos arqueológicos de terremotos (EAEs), especialmente los asociados al terremoto de Lisboa. Sus actuales 19 iglesias románicas y la catedral son puntos de observación que se han tratado en este trabajo.

METODOLOGÍA

Para la identificación de EAEs se han utilizado inicialmente las crónicas históricas transcritas hasta el momento (Martinez Solares, 2001), los datos procedentes del archivo catedralicio y las fotografías de diferentes fondos fotográficos antiguos. Debido a las restauraciones realizadas en estas edificaciones, especialmente a lo largo de todo el s. XX, estos fondos fotográficos cobran especial importancia, ya que aportan información directa del EAE y su orientación. Se ha recurrido al fondo fotográfico del Instituto del Patrimonio Cultural de España (IPCE) y más concretamente a los fondos: Loty, Ruiz Vernacci y Moreno. Estos fondos abarcan desde mediados del s. XIX hasta los años 80´ del s. XX. Con toda esta información se han visitado los edificios y se han contrastado las fotografías con los restos actuales, midiendo en todas las ocasiones las orientaciones de los EAEs, tanto si ya habían sido restaurados como los que prevalecen en la construcción.
Toda esta información ha sido organizada utilizando la clasificación de EAEs propuesta por Rodríguez-Pascua *et al*. (2011). Estos EAEs pueden ser utilizados como indicadores cinemáticos de las orientaciones de desplazamiento del terreno al paso de las ondas sísmicas durante un terremoto (Korjenkov y Mazor, 2013; Hinzen *et al*., 2011; Giner

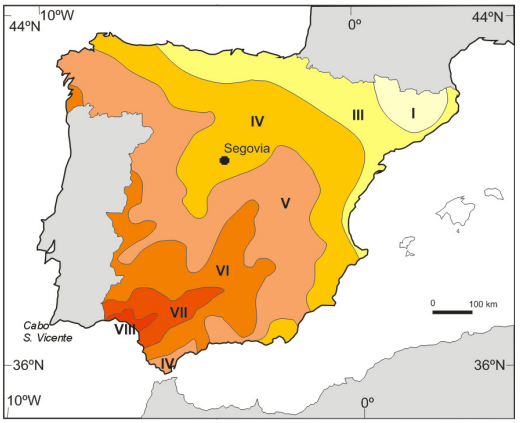


Fig. 1: Localización de la ciudad de Segovia sobre el mapa de isosistas del terremoto de Lisboa (intensidades EMS-98) (modificado de Martínez Solares, 2001).

et al. 2011, 2012, 2013; Rodríguez-Pascua *et al*. 2012, 2013a). Con lo que se han aplicado las técnicas de análisis estructural geológico propuestas por estos autores para obtener dichas direcciones de movimiento del terreno.

DATOS

A continuación se describirán los EAEs clasificados en los distintos edificios históricos donde se ha podido localizar información, bien histórica, fotográfica o de trabajo de campo.

- *Catedral de Santa María (s. XVI-XVII):* fracturas penetrativas en bloques de sillería (en la nave central N135°E), desplazamiento de bloques de sillería (12 cm de desplazamiento hacia los N010°E, Fig. 2), claves caídas de arco (arcadas de la nave principal N135°E), basculamiento de 7° hacia los N135°E de la estructura de cerchas de madera que sustenta la techumbre de la nave principal. La estructura fue

Fig. 2: Desplazamiento de bloques de sillería 12 cm hacia los N010°E. Fotografía cortesía de TRYCSA.

reforzada mediante jabalcones colocados en sentido contrario del basculamiento (Fig. 3) y han sido datados mediante dendrocronología, obteniendo una fecha próxima a finales del s. XVIII, posterior a 1755 (Génova *et al*., 2015).

- *Iglesia de San Esteban (s. XII-XIII):* las arcadas de la 4 y 5 planta del campanario presentan claves caídas de arco en un plano E-O. Identificadas en fotografías de Laurent de entre 1860-1886 (Fondo Ruiz Vernacci, IPCE) (Fig. 4). En la actualidad estas estructuras no son visibles, pues la torre fue reconstruida tras ser seriamente dañada por un rayo a principios del s. XX.

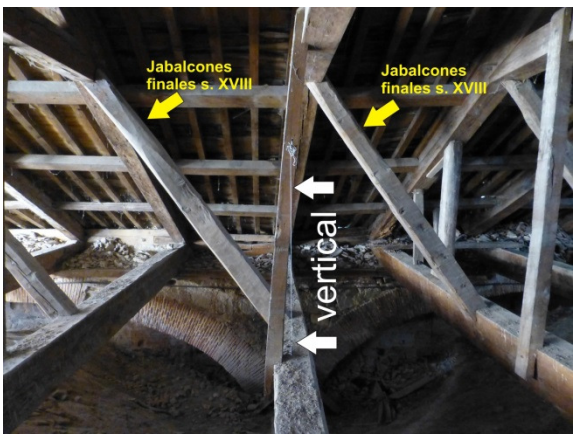


Fig. 3: Basculamiento de 7°/135° de la estructura de cerchas que sostiene la techumbre de la nave principal de la Catedral de Santa María. Los jabalcones que sustentan la deformación fueron colocadas a finales del s. XVIII, después del terremoto de Lisboa.

- *Iglesia de San Nicolás (s. XII-XIII):* claves caídas de

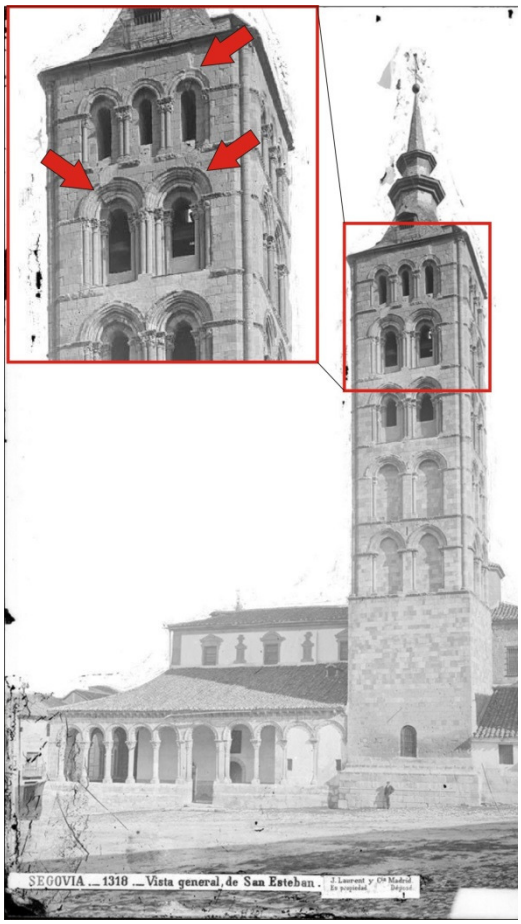


Fig. 4: Iglesia de San Esteban (s. XII-XIII): caída de dovelas y claves de arcos, actualmente restaurada. Fotografía modificada de Laurent de entre 1860-1886 (Fondo Ruiz Vernacci, IPCE)

arco en las ventanas del ábside y absidiolos (fotografías de Laurent de entre 1860-1886; Fondo Ruiz Vernacci, IPCE) (Fig. 5A). En la actualidad es posible observar solo la del ábside principal (Fig. 5C). En el campanario se pueden ver también las dovelas y claves caídas de los arcos, estando más dañadas (y con reparaciones) las N-S que las E-O. Bloques de sillería desplazados en el ábside principal (parcialmente restaurados en la actualidad) (Fig. 5B). En la cara oeste del campanario existen grietas verticales en relevo, pero en este caso podría deberse a un fallo geotécnico del terreno como consecuencia de la dinámica de la ladera.

- *Iglesia de la Vera Cruz (s. XIII):* clave caída en una ventana de un muro N140°E (Fig. 6), se observa en una fotografía de Laurent (1860-1886; Fondo Ruiz Vernacci, IPCE). También se ha observado una grieta penetrativa en el tímpano de la puerta oeste, identificada en los fondos Ruiz Vernacci y Moreno (1867-1886 y 1893-1954 respectivamente).

- *Iglesia de San Martín (s. XI-XII):* bloques de sillería desplazados y *dipping broken corners* (esquinas rotas) en el arco de la fachada principal (de dirección N015°E. Visibles en una fotografía de Laurent (1860-1886; Fondo Ruiz Vernacci, IPCE) y en la actualidad.

- *Iglesia de San Justo (s. XII):* Daños en el arco del último piso del campanario (dirección del muro N-S). identificado en una fotografía del fondo Loty (1927-1936, IPCE), en la actualidad está restaurada y no se observa.

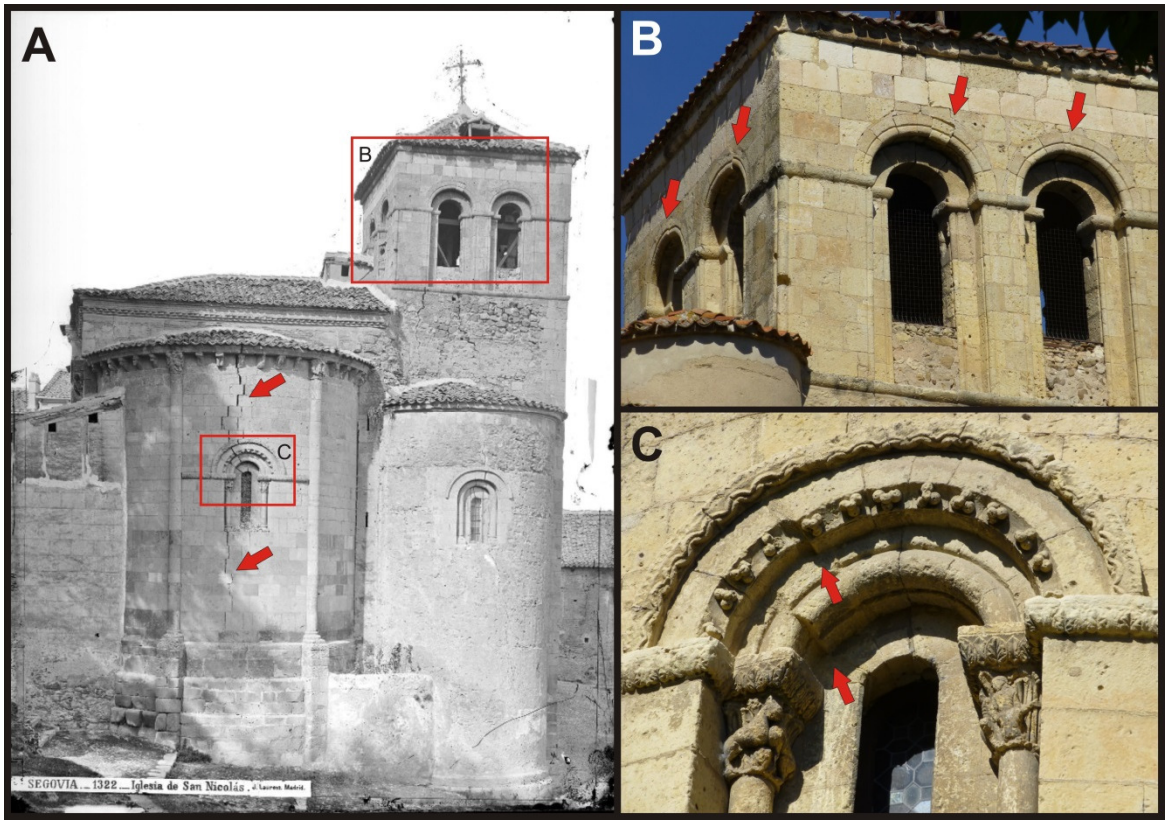


Fig. 5: Iglesia de San Nicolás (s. XII-XIII): A) fotografía modificada de Laurent de entre 1860-1886 (Fondo Ruiz Vernacci, IPCE), las flechas rojas indican el desplazamiento de bloques de sillería; B) vista actual de detalle de las caídas de las claves de los arcos del campanario y C) vista actual de detalle del desplazamiento de las dovelas del arco de la ventana del abside.

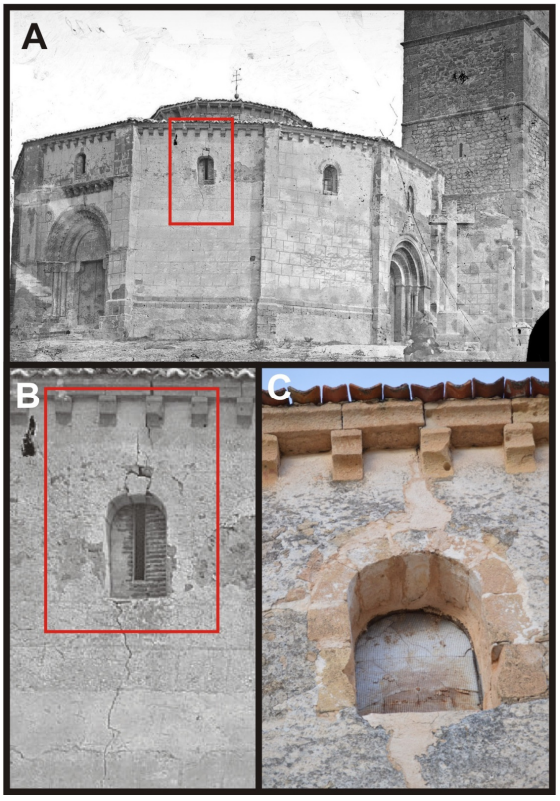


Fig. 6: Iglesia de la Vera Cruz, A) fotografía modificada de Laurent de entre 1860-1886 (Fondo Ruiz Vernacci, IPCE), el recuadro rojo marca la zona ampliada en B; B) clave caída del arco de la ventana y grieta penetrativa con desplazamento de bloques de sillería en el alero y canecillos y C) aspecto actual de B.

- *Iglesia de San Lorenzo (s. XI-XII):* Identificado en una fotografía de Laurent (1860-1886; Fondo Ruiz Vernacci, IPCE) bloques de sillería desplazados en el muro S de la nave principal en el crucero y grietas penetrativas en el absidiolo S.
- *Iglesia del Convento de la Santa Cruz (s. XIII-XV):* desplazamiento de bloques de sillería en la fachada principal y en el arco de entrada de la puerta (dirección de la fachada N-S). Se observa en fotografías de los tres fondos consultados y en la actualidad ya está reparada.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Con todos estos datos se ha obtenido la dirección media de movimiento del sustrato para cada edificación, aplicando las metodologías propuestas por Giner-Robles *et al*., (2011, 2012) (Fig. 7), siendo la dirección de momento media producida por el terremoto N-S. Si el área epicentral del terremoto de Lisboa está SO del Cabo de San Vicente, una onda que irradiase de este punto debería llegar a la ciudad de Segovia desde el SO. Sin embargo, la dirección de movimiento obtenida en Segovia es N-S, esto podría ser debido al fuerte condicionante topográfico que supondría su localización sobre un resalte de dirección E-O y de más de 60 m de altura sobre el nivel del cauce del río Eresma, lo cual podría condicionar la dirección de movimiento del terreno a N-S. Con estos EAEs y aplicando la correlación entre las escalas de intensidades ESI07 y EMS98 propuesta por Rodriguez-Pascua *et al*. (2013b) para el cálculo de intensidades arqueosísmicas se obtendría una intensidad máxima de IX para el desplazamiento de bloques de sillería y caída de

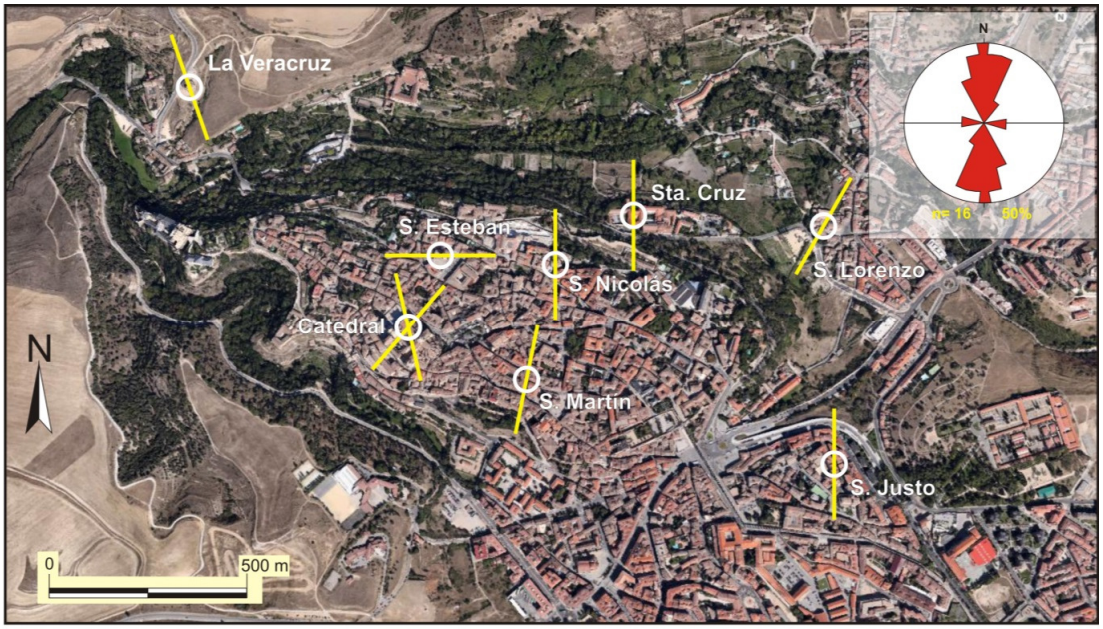


Fig. 7: Direcciones medias de movimiento del sustrato en diferentes edificios históricos del casco antiguo de la ciudad de Segovia.

claves de arco. Este desajuste entre intensidades calculadas para la ciudad de Segovia y para la Catedral viene dado porque los efectos en el patrimonio quedan excluidos de los cálculos medios de intensidad (Rodríguez Pascua *et al*., 2013b; Minos-Minopoulos *et al*., 2015). Si se utiliza la escala EMS98, el inicio de los daños en edificaciones de sillería comienza en intesidad VIII-IX (vulnerabilidad C grado de daño 3-4). Mientras que el límite inferior de intensidad estaría en torno a VII (vulnerabilidad C grado de daño 2) para las fracturas penetrativas en bloques de sillería.

Agradecimientos: A TRYCSA, Cabildo de la Catedral y la Consejería de Cultura y Turismo de la JCL por facilitarnos la visita a las obras de restauración de la Catedral. A Guadalupe de Marcelo y Miguel Ángel Moreno por su asesoramiento histórico y trabajo de campo. Este trabajo ha sido financiado por los proyectos IGME CATESI-07 y del MINECO CGL2012-37281-C02.01 (USAL). Es una contribución del Grupo de trabajo QTECT-AEQUA.

Referencias bibliográficas

Génova, M., Muñoz, E., Moreno, M.A., Rodríguez-Pascua, M.A., Perucha, M.A., Díez-Herrero, A., (2015). Combining dendrochronological and archaeoseismological methods for studying the effects of Lisbon 1755 earthquake on the Segovia's Cathedral (Central Spain). *Tree rings in archaeology, climatology and ecology (TRACE 2015)*. Abstract volume.

Giner-Robles, J.L.; Silva Barroso, P.G.; Pérez-López, R.; Rodríguez-Pascua, M.A., Bardají Azcárate, T., Garduño-Monroy, V.H., Lario Gómez, J. (2011). Evaluación del daño sísmico en edificios históricos y yacimientos arqueológicos. *Aplicación al estudio del riesgo sísmico. Proyecto EDASI.* Serie Investigación. Fundación MAPFRE, 96 pp.

Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Martín-González, F., Cabañas, L. (2012). Análisis estructural de daños orientados en el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Aplicaciones en Arqueosismologia. *Boletín Geológico y Minero de España*, 123 (4), 503-513.

Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Silva, P.G., Martín-González, F., Rodríguez-Escudero, E. (2013). A review on oriented fall structures (Earthquake Archaeological Effect, EAE) induced by instrumental earthquakes. *Cuaternario y Geomorfología*, 27 (3-4), 37-49.

Gutscher, M.A. 2005. What Caused the Great Lisbon Earthquake?. Science, 305: 1247-1248.

Hinzen K., Fleischer C., Reamer K., Schreiber S., Schütte S. y Yerli B. (2011). Quantitative methods in archaeoseismology. *Quaternary International*, 242: 31-41.

Korjenkov A. M. y Mazor E. (2013). The Features of the Earthquake Damage Patterns of Ancient City Ruins in the Negev Desert, Israel. *Geotectonics*, 47: 52–65.

Martínez-Solares, J.M. 2001. Los efectos en España del terremoto de Lisboa. Instituto Geográfico Nacional. Ministerio de Fomento. 756 pp.

Martínez-Solares, J.M., Mezcua, J. 2002. *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C.-1900).* Instituto Geográfico Nacional. Ministerio de Fomento. 756 pp.

Minos-Minopoulos, D., Pavlopoulos, K., Lekkas, E. y Dominey-Howes, D. (2015). Earthquake Archaeological Effects (EAEs) from the archaeological site of Ancient Corinth, Greece and their correlation to seismic events. *Miscellanea*, 27: 309-313.

Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Garduño-Monroy, V.H., Reicherter, K. (2011). A Comprehensive Classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) for Archaeoseismology. *Quaternary International*, 242(1), 20-30.

Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Martín-González, F., Giner-Robles, J.L., Silva, P.G. (2012). Efectos arquitectónicos del terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Neoformación y reactivación de efectos en su Patrimonio Cultural. *Boletín Geológico y Minero de España*, 123 (4), 487-502.

Rodríguez-Pascua, M.A., Perucha, M.A., Pérez-López, R., Giner-Robles, J.L., Martín-González, F., Verdaguer i Serrat, J. (2013a). Earthquake Archaeological Effects (EAEs) triggered by the Middle Age Catalonian seismic crisis in the Romanesque heritage (NE Spain). *Cuaternario y Geomorfología*, 27 (3-4), 91-97.

Rodríguez-Pascua, M.A., Silva, P.G., Pérez-López, R., Giner-Robles, J.L., Martín-González, F., Perucha, M.A., (2013b). Preliminary intensity correlation between macroseismic scales (ESI07 and EMS98) and Earthquake archaeological effects (EAEs). 4th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA), 221-224.

EFECTOS GEOLÓGICOS Y ARQUEOLÓGICOS PRODUCIDOS POR EL TERREMOTO DE TAVERNES DE LA VALLDIGNA DE 1396 AD (SE DE ESPAÑA).

J.L. Giner-Robles[(1)], P.G. Silva[(2)], J. Elez[(2)], M.A. Rodríguez-Pascua[(3)], R. Pérez-López[(3)], E. Roquero[(4)], T. Bardají[(5)] y E. Rodríguez Escudero[(1)]

(1) Dpto. Geología y Geoquímica. Fac. de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Spain. jorge.giner@uam.es
(2) Dpto. Geología. Esc. Politécnica Superior Ávila. Universidad de Salamanca, Spain. pgsilva@usal.es, j.elez@usal.es
(3) Instituto Geológico y minero de España, IGME, Madrid, Spain. ma.rodriguez@igme.es, r.perez@igme.es
(4) Dpto. de Edafología. E.T.S.I. Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid. Madrid, Spain. elvira.roquero@upm.es
(5) U.D. Geología. Universidad de Alcalá. Alcalá de Henares (Madrid), Spain. teresa.bardaji@uah.es

Abstract (Geological and archaeological effects of the AD 1396 Tavernes de la Valldigna (SE Spain)): *This work present the preliminary results of the review of the 1396 AD earthquake Tavernes de la Valldigna (VIII-IX EMS, IX MSK) on the basis of ESI-07 Macroseismic Scale. The analysis identifies several X ESI earthquake environmental effects (EEEs) within the Valldigna and Murta Valleys. These cover an area of c.25 km^2, near the towns of Tavernes de la Valldigna and Alzira. However, the environmental and archaeoseismologycal effects cover about 350 km^2, areal extension in agreement with an IX Intensity event. The compiled intensity distribution in this study is consistent with the IGN 2002 epicentral location, but provide additional data in order to define the epicentral area.*

Palabras clave: Efectos geológicos de los Terremotos (EEEs), ESI-07, Tavernes de la Valldigna, España
Key words*: Earthquake Environmental Effects (EEEs), a ESI-07, Tavernes de la Valldigna, Spain.*

INTRODUCCIÓN

El terremoto de Tavernes de Valldigna (Valencia) del 18 de diciembre de 1396 es el terremoto más importante de una serie sísmica que afecto al este peninsular a finales del siglo XIV AD. Las zonas más dañadas parecen localizarse en la provincia de Valencia, aunque las crónicas históricas hacen referencia a que: "*hubo grandes terremotos en todo el reino de Valencia, y en las comarcas que confinan con Castilla, y en la Serranía hasta Tortosa*" (Zurita, 1668) (Fig.1).

Existe cierta confusión en las crónicas a la hora de establecer la fecha exacta del terremoto (López Marinas, 1981), tanto en el año (1395/1396), como en el día exacto del terremoto principal (del 15 al 18 de diciembre). En algunos catálogos históricos se incluyen terremotos en ambos años, y otros como el de Sánchez Navarro-Neumann (1921), lo fechan en 1395. Incluso en artículos recientes como en Giner et al. (2003), y a la vista de la confusión de fechas, consideran que este terremoto es el más importante de una serie que se produce entre los años 1395 y 1396. En algunos documentos se cita "*El lunes 15 de Diciembre, en las primeras horas de la mañana, sobrevino un espantoso terremoto en todo el reino, repitiéndose cuatro veces en un día*" (Escolano, 1878), mientras que en otros documentos se hace referencia al día 18: "*En el año del señor de 1396, el día 18 de Diciembre, entre la hora tercia y mediodía hubo por tres veces un terremoto*" (Mascaró, 1456). López Marinas (1981) realiza un estudio de las fuentes documentales en las que se describe el terremoto y llega la conclusión de que la confusión del año de ocurrencia del sismo debió producirse en alguna de las transcripciones de los documentos más antiguos, ya que de los documentos que consulta, los más cercanos en el tiempo al sismo (anteriores a 1600) son los que asignan la fecha del 18 de diciembre de 1396 a este evento. Por otra parte, otros documentos consultados sobre los daños o sobre la reparación de los mismos en diferentes edificios de varias ciudades (e.g. catedral de Valencia, etc…) también hacen referencia al año 1396.

Parece ser que el terremoto principal fue precedido de otros terremotos importantes, en muchas de las crónicas se hace referencia a la ocurrencia de al menos dos eventos que precedieron al terremoto más destructor de la serie: "*el año del Señor 1396, el día 18 de diciembre, entre la hora tercia y medio día se produjo por tres veces un terremoto en el castillo de Játiva, en el reino de Valencia, así como en otros lugares de dicho reino. Los dos primeros terremotos fueron simples, pero el tercero fue muy fuerte*" (Mascaró, 1456).

Independientemente de las diferentes dataciones del sismo principal consignadas en los documentos, parece evidente, y así está catalogado por el IGN (2002), que el terremoto ocurrió alrededor del mediodía del 18 de diciembre de 1396 (López Marina, 1981).

Fig. 1. Situación del epicentro del terremoto de Tavernes de la Valldigna del 18 de diciembre de 1396 (Martínez Solares y Mezcua, 2002).

Análisis de los efectos geológicos (EEEs)

Del análisis de los datos aportados por los diferentes documentos algo posteriores al terremoto (Mascaró, 1456; Zurita, 1668) y por artículos científicos más recientes (Giner et al., 2003; López Marinas, 1981), se pueden inventariar diferentes tipos de efectos ambientales y geológicos (EEEs) en función de la Escala Macrosísmica ESI-07 (Guerrieri y Vittori, 2007) producidos por el terremoto de Tavernes de la Valldigna: agrietamientos del terreno, movimientos en masa , licuefacciones, y alteración del caudal y de la composición química de aguas en fuentes y manantiales.

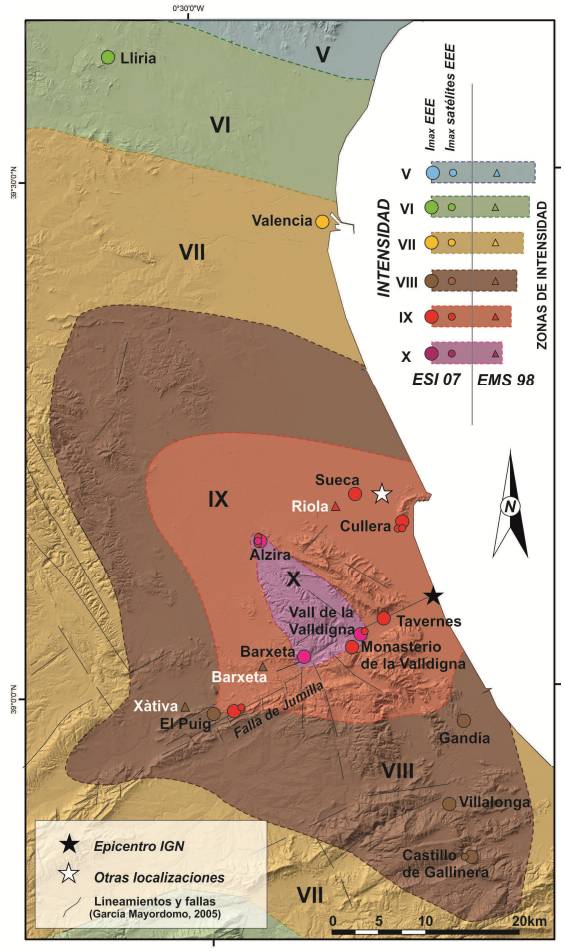


Fig. 2 Mapa de intensidades del terremoto. Situación de las localidades con intensidades asignadas: intensidad ESI (círculos) e intensidad EMS (triángulos),

Todos los efectos consignados de intensidad ≥ IX ESI-07 se sitúan a una distancia epicentral de menos de 20 km, localizados esencialmente en las localidades del Valle de la Valldigna, Alzira, Barxeta (término municipal), Cullera, Sueca y Riola, definiendo un área de unos 350 km^2 (Fig. 2). Entre estos efectos destacan las licuefacciones en el Valle de la Valldigna, Alzira y Cullera; el agrietamiento del suelo en el Valle de la Valldigna, Cullera, Barxeta y Alzira; e importantes procesos gravitacionales en las proximidades de la ciudad de Xàtiva.

En las las poblaciones de Barxeta, Alzira y en el Valle de la Valldigna la cuantificación de los efectos consignados indica el registro de intensidades máximas de X ESI-07 al menos para dos efectos: a) desarrollo de grietas en diferentes materiales (en algunos casos de varios kilómetros de longitud); y b) procesos de licuefacción. Estos datos indican que el área macrosísmica con Imax X ESI-07 se situaría en la zona del Valle de la Valldigna, extendiéndose hacia el oeste (abarcando parte del término municipal de Barxeta) y hacia el norte la población de Alzira, formando un área triangular de unos 25 km^2 de extensión.

La documentación histórica describe efectos en el terreno que pueden ser asimilados a intensidad X (ESI-07): "*en el término que se conoce de la Barueta (Barxeta), se abrió una montaña, y la grieta que se produjo alcanzaba una longitud de una legua teniendo una anchura de un palmo y medio*" (Mascaró, 1456). La dimensión de esta grieta en materiales competentes superaría los 4 km de longitud con aperturas de entre 20 y 40 cm (intensidad ESI-07 de X). "*En el término de la mencionada villa (Alzira) y en el paraje denominado el Campanar, en una gran viña, la tierra se abrió y salió agua en tal cantidad que a la gente le parecía una gran riera y la hendidura quedó muy ancha, porque tenía más de 40 brazas de profundo*" (Mascaró, 1456). La profundidad asignada a la grieta es de varias decenas de metros, lo que supondría aperturas muy importantes en materiales aluviales que implicarían procesos de licuefacción generalizados en la zona.

EAE. Efectos Arqueosismológicos del Terremoto de Tavernes de Valldigna, 1396 AD

Las crónicas describen daños muy importantes en diferentes poblaciones (todas ellas con asignación de intensidad IX MSK): en la zona del Valle de la Valldigna (en el Monasterio de Simat y en el valle en general), y en zonas próximas situadas más al norte: Alzira, Cullera, Sueca y Riola. Y algunos daños de menor consideración en zonas más alejadas como el Castillo de Benirrama en el Vall de la Gallinera (Alicante) (VIII MSK), la fortaleza musulmana de LLiria (VII MSK) o la catedral de Valencia (VI MSK, VII ESI-07).

En cuanto a los daños referidos en la zona del Valle de la Valldigna, es importante señalar que las descripciones más detalladas hacen referencia únicamente al Monasterio de Santa María de la Valldigna, situado en la zona más occidental del Valle, en las proximidades de Simat (Fig.3). Se menciona que "*se hundieron diversas torres e iglesias y el Monasterio de Valldigna*" (Zurita, 1668); también *"en el lugar de Fondec se hundió un monasterio que había muy importante y con este monasterio se hundieron 200 casas de sarracenos, y en dicho valle se abrió la tierra brotando agua muy sucia*" (Mascaró, 1456) (el Valle de la Valldigna se denominaba en el siglo XIII-XIV la Vall de D´Alfondec, Fondec o Alfondec de Marinyent; López Marinas, 1981).

El monasterio debió de sufrir importantes daños, se arruinó totalmente las dependencias monacales (iglesia, campanario, claustro,…). En diferentes excavaciones realizadas (Martínez García, 1998) se ha comprobado que el antiguo claustro y los edificios colindantes al mismo fueron reconstruidos unas decenas de metros más al norte reutilizando los materiales de las construcciones del siglo XIII devastadas por el terremoto. Este hecho demuestra que la destrucción de estos edificios debió ser casi total, y posiblemente su traslado debió estar condicionado por deformaciones permanentes en el

sustrato que debieron aconsejar el cambio de ubicación.
El Monasterio de Santa María de la Valldigna ejercía su poder feudal sobre todo el Valle de Fondec, abarcando un extenso territorio formado por las poblaciones que tenía el valle: Simat, Benifairó, Tavernes, La Xara, Alfulell, L'Ombria, Massalalí y Ràfol d'Almunia (Fig. 3a). En el siglo XIV todos estos núcleos de población eran pequeñas alquerías pobladas por moriscos. Las crónicas históricas de la época hacen referencia al hundimiento de más de 200 casas de sarracenos (Mascaró, 1456) (en alguna traducción aparece como serranos), pero no se asignan a una sola población, sino al conjunto de alquerías situadas en el Valle de la Valldigna. En documentos y trabajos más modernos se asignan las 200 casas colapsadas únicamente a la localidad de Tavernes de la Valldigna. Tal vez esta confusión surge a raíz de la denominación de este evento como "Terremoto de Tavernes de la Valldigna". Las informaciones posteriores identifican Fondec como Valldigna, y de ahí se asigna los daños erróneamente a la población más importante de la zona, en este caso Tavernes de la Valldigna.

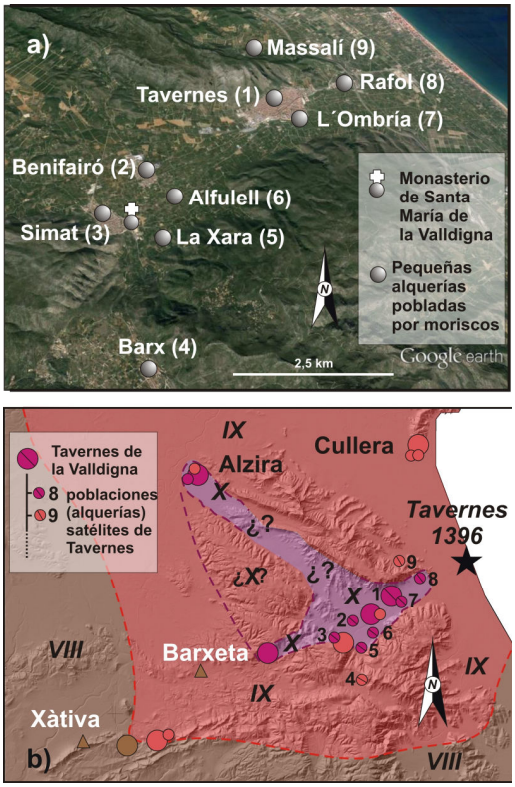


Fig. 3 a) Alquerías dependientes del Monasterio de la Valldigna en el siglo XIV (las poblaciones del 5 al 9 actualmente desaparecidas). b) Interpretación de las intensidades alcanzadas en la zona considerando las alquerías como datos satélites de Tavernes de la Valldigna. Esta interpretación se basa en que los daños consignados erróneamente a la población de Tavernes (200 casas colapsadas) en algunos documentos y artículos, se corresponden con los daños producidos en el conjunto de los núcleos de población pertenecientes al monasterio (alquerías del valle con poca población y pocas construcciones).

Es evidente que, a la vista de la información original sobre este terremoto, las 200 casas a las que se refiere la crónica incluían todas las alquerías del Valle de la Valldigna, y como eran pequeños núcleos de población, la destrucción de éstas debió ser casi total en todo el valle, alcanzando a nuestro parecer la intensidad X y más teniendo en cuenta las descripciones de agrietamientos del terreno con fenómenos importantes de licuefacción (Fig. 3b).
Si consideramos esta información, los daños producidos en el Valle de la Valldigna debieron ser muy importantes. Esta destrucción generalizada unida a los diferentes efectos geológicos inventariados en esta área nos permite considerar que en esta zona se debió alcanzar el grado X de intensidad ESI-07. La inclusión individual de las alquerías afectadas nos permite determinar de forma más exacta la extensión de la superficie de intensidad máxima (X ESI-07).
Otros efectos arqueosismológicos están documentados en las proximidades de la zona de intensidad máxima. Mascaró (1456) describe: *"Así mismo en el lugar de Sueca y Rierola (Riola) y cerca al lugar de Alzira el terremoto fue tal que la mayoría de las casas se hundieron o se resquebrajaron; pero donde fue más fuerte fue en el lugar de Alzira pues toda la villa está agrietada o maltratada*". En estas tres poblaciones los daños debieron de ser muy importantes, existe documentación específica de algunos de esos daños: en Alzira se arruinó completamente la parte superior del campanario de la iglesia de Santa Caterina (Santa Catalina) que tuvo que ser desmontada y reparada (Martínez Araque, 2009) (actualmente aún se observa una ligera inclinación de este campanario). También en Alzira resultó destruido el claustro del antiguo Convento de San Agustín.

En Sueca se documentan colectas en 1413 para la reconstrucción de la iglesia arruinada totalmente por el terremoto (Martí Ortellés, 1417). En la ciudad de Cullera también se describen daños muy importantes en edificaciones e infraestructuras: "*En el lugar de Cullera, cerca del valle mencionado* (Valle de la Valldigna) *se hundieron y aterraron muchas casas y el puente se rompió en muchos sitios y la tierra se abrió y salió agua muy turbia, ahora que quedaban abiertas muchos ojos de agua*" (Mascaró, 1456).
En la ciudad de Valencia se describen diferentes daños en la catedral de la ciudad, con daños en el cimborrio del crucero (Serra Desfilis y de Miquel, 2005), e incluso la parada de las obras del campanario (El Micalet) como consecuencia de los daños sufridos por el terremoto. En otras poblaciones se refieren daños como en Gandía con el colapso de parte de la Muralla, o el derrumbe del castillo de Benirrama en el Vall de la Gallinera (Alicante) (Mascaró, 1456); o como en la ciudad de Lliria, a más de 65 km al norte de la zona epicentral, en la que se colapso una de las torres de la fortaleza musulmana (Plan General de Ordenación Urbana del Municipio de Lliria, 2005).

CONCLUSIONES

Así pues, los efectos geológicos más importantes de intensidad X ESI-07 se registraron en una zona triangular de aproximadamente 25 km^2 de extensión con dos directrices principales: una según NE-SO a lo largo del Valle de la Valldigna entre las poblaciones de Tavernes y Simat de la Valldigna; y otra según NO-SE desde Alzira hasta Benifairó de la Valldigna. La orientación de esta zona de intensidad máxima parecen estar relacionada con el segmento más oriental de la Falla de Jumilla (Sector Valencia)

(García Mayordomo et al., 2005 y 2012) con orientación N45ºE, y con las fallas NO-SE que sectorizan este accidente. Se alcanzó intensidad IX ESI-07 en un área de unos 350 km^2 (Cullera, Sueca, y Riola), y una intensidad VIII ESI-07 en una zona aproximada de 1.200 km^2, englobando las poblaciones de Gandía y Villalonga al sur.

En cuanto a la situación epicentral calculada a partir de las zonas de intensidades definidas, resaltar que la posición del evento consignada por el IGN (Martínez Solares y Mezcua, 2002) se localiza en la zona de intensidad IX a 6 km de la zona definida como de intensidad máxima (X ESI). Otros autores (Martins Delfinis y de Mendes, 2001) sitúan el epicentro a 14 km al N de la posición del IGN, entre las poblaciones de Sueca y Cullera.

Al igual que en otros terremotos históricos en la zona (e.g. Terremoto de Estubeny de 1748) a este sismo se le asignado como situación epicentral la población más importante de la zona que presentará mayor cantidad de daños, en este caso Tavernes de la Valldigna. No obstante, tal y como hemos apuntado con anterioridad, la zona más afectada fue el Valle de la Valldigna en su totalidad no la, en aquel tiempo, alquería de Tavernes. La asignación del epicentro en la zona costera no se corresponde con la distribución de la zona de mayor intensidad situadas en los valles de la Valldigna y la Murta, no obstante la estructura geológica y los materiales que conforman los fondos de estos valles bien habrían podido producir un efecto de sitio considerable en estas zonas.

También es importante señalar que una de las directrices de la zona de intensidad máxima (NE-SO) se sitúa encima de la traza de la falla de Jumilla (sector Valencia), en la zona más occidental del segmento Xàtiva-Tavernes (García-Mayordomo et al. 2012).

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2012-37281-C02.01 QTECTBETICA (USAL) y por el proyecto CATESI-07 (IGME). Es una contribución del INQUA TERPRO Project 1299 EEE Metrics y del Grupo de trabajo de QTECT-AEQUA.

Referencias bibliográficas

Escolano, X. (1878). Historia de Valencia, Tomo III, página 394.

García-Mayordomo, J. (2005): Caracterización y análisis de la peligrosidad sísmica en el sureste de España. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 373 pp.

García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, et al., QAFI Compilers (2012). The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0). Journal of Iberian Geology, 38 (1): 285-302.

Giner, J.J., Molina, S. y Jáuregui, P.J. (2003). Sismicidad en la Comunidad Valenciana. Física de la Tierra, 15, 163-187.

Guerrieri, L. y Vittori, E. Eds. (2007). Environmental Seismic Intensity Scale 2007 – ESI 2007. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 74. Servizio Geologico d'Italia, Dipartimento Difesa del Suolo, APAT,System Cart Srl, Roma, Italy, 54 pp.

López Marinas, J.M. (1981). ¿Uno o dos terremotos catastróficos a fines del siglo XIV en el Reino de Valencia?. Revista del Instituto de Estudios Alicantinos, 36, 59-72.

Martínez Araque, I. (2009). La organización del trabajo en las obras valencianas. La construcción en Alzira y la ribera del Xúquer durante los siglos XIV-XV. Actas del Sexto Congreso Nacional de Historia de la Construcción, Valencia, 21-24 octubre 2009,eds. S. Huerta, R. Marín, R. Soler, A. Zaragoza. Madrid: Instituto Juan de Herrera.

Martínez García, J.M., (1998) Guía del Monasterio de Santa María de la Valldigna. Edicions La Xara.

Martínez Solares, J.M., Mezcua, J. (2002): Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (880 a.C. – 1900). Monografías IGN, 18. IGN, Madrid (Spain), 253 pp.

Martins I. and Mendes Victor L.A., 2001. Contribuiçao para o estudo da sismicidade da regiao oeste da peninsula iberica, Universidade de Lisboa, Instituto Geofisico do Infante D. Luis, Publ. N. 25, 67 pp.

Mascaró, G.(anterior a 1456): Croniques barcelonines de la Casa Dalmases. Biblioteca de Catalunya, nº485, 296-298

Mengel, O. (1909): Monographie des terratremols de la Región Catalane. Extrait du Bull. Soc. Ramond, p. 20. Fascículo 3, pagina 25.

Mezcua, J., Martínez Solares, J.M. (1985): Sismicidad del area Ibero-Mogrebi. Instituto Geográfico Nacional (IGN). Publicación 203. Madrid. 301 pp.

Mezcua, J., Rueda, J. y García blanco R.M. (2004): Reevaluation of Historic Earthquakes in Spain. Seismological Research Letters, 75, 1, 75-81.

Moreira de Mendonça, J.J. (1758): Historia universal dos terremotos que tem havido no mundo, de que ha noticia, desde a sua creaçao ate o seculo presente. Offic. Antonio V. de Silva. Lisboa, p. 272., pág. 47.

Plan General de Ordenación Urbana del Municipio de Lliria (2005). Memoria justificativa. Texto refundido, julio 2005. Lliria, Valencia.

Serra Desfilis, A. y de Miquel Juan, M. (2005). Pere Balaguer y la arquitectura valenciana entre los siglos XIV y XV. F. Taberner (ed.), Historia de la ciudad IV: Memoria urbana, Valencia, (ICARO-Colegio Territorial de Arquitectos-Ayuntamiento de Valencia-Universitat de València), 89-111.

Sánchez Navarro-Neumann, M. (1921): Lista de los terremotos más notables sentidos en la península Ibérica desde los tiempos más remotos, hasta 1917, con ensayo de agrupación en regiones y períodos sísmicos. La Estación Sismológica y el Observatorio Astronómico y Meteorológico de Cartuja (Granada). Memorias y trabajos de vulgarización científica, pp. 11-65.

Zurita, G. (1668). Anales de la Corona de Aragón, Libro X, capítulo XI, pag.422 (836 pag, google)

Sesión 07

La huella de los peligros geológicos

MODELADO DE PROCESOS GEOLÓGICOS SUPERFICIALES. EL COLAPSO DEL CERRO DEL CANDADO (MÁLAGA, ESPAÑA).

J.M. Azañón [(1)], M.E. Puertas, [(2)], F.J. Martínez-Moreno [(1)], J. Galindo-Zaldivar [(1)], C. Ureña [(3)], R. Gallego [(2)]

(1) Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Avd. Fuentenueva s/n, Granada-18071, España. jazanon@ugr.es, franmartinez@ugr.es, jgalindo@ugr.es
(2) Departamento de Mecánica de Estructuras e Ingeniería Hidráulica, E.T.S. Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidad de Granada, 18071 Granada. epuertas@ugr.es, gallego@ugr.es
(3) Departamento de Geotecnia. AECOM Reino Unido. cgunieto@ugr.es

Abstract (Modeling surficial geological processes. The collapse of "Cerro del Condado" (Malaga, Spain)): *This work presents an example in which 3D analysis carried out by finite elements methods becomes essential to understand the surface processes occurred in an urbanized rock massif (Cerro del Candado, Malaga). The studied area is a small hill of elliptical shaped plan (300x200m plan). As a main peculiarity of this hill, it was intensively undergone to human activity in recent years. On September 11th, 2000, the collapse of an inner cavity (100m3 in volume) took place. The cavity proceeded from a mine abandoned 30 years before. The application of a 3D finite elements model showed that the highway slope dug in the Eastern face of the mount produced a change in the tensional state inside the mountain. Vertical stresses shifted from compression to tension eliminating the vault effect.The ground strains due to collapse of the cavity and obtained by the finite elements model were accurately related to the mapping of cracks on the surface, the sinking of topographical landmarks (located on the top of the mountain) and the photographic analysis (captures before and after the collapse). Thus it is confirmed that the surface sliding that affected the residential house Montegolf was caused by the collapse of a cavity inside the mountain. 3D models confirmed that the highway slope dug on the mountain and the subsequent instabilities in that slope were the main conditioning factors of this collapse.*

Palabras clave: Modelado 3D, efectos antrópicos, control de deformación
Key words*: 3D modelling, Anthropic effects, Deformation control*

INTRODUCCIÓN

El efecto antrópico en los procesos geológicos superficiales se hace especialmente patente en las inestabilidades de ladera. La realización o modificación de laderas y taludes es la causa de numerosas patologías en infraestructuras lineales. Por otra parte, también es frecuente que la explotación minera produzca modificaciones relevantes, tanto por excavación como por sobrecarga, en la distribución de tensiones en el terreno, induciendo procesos o estructuras superficiales que tienen incidencia en el medio. En este trabajo se presentan datos y se realiza una modelización que demuestran que el efecto antrópico puede desencadenar colapsos del terreno, flujos de derrubios y otros procesos superficiales de consideración. Para lo cual, se presenta un modelo de elementos finitos del Cerro del Candado (Málaga) cuyo objeto es evaluar la incidencia que pudo tener la realización de un desmonte para una autovía en el colapso de este monte. Se analizará el efecto que tuvo en la distribución de tensiones del monte y en que medida afectó esa variación tensional en el colpaso del Cerro del Candado.

LA HISTORIA DEL CERRO DEL CANDADO

El Cerro del Candado es un pequeño monte de planta elíptica (300 x 200 m) situado en la provincia de Málaga, a 8 kilómetros al E del centro de la ciudad. La base del monte está a 65 m por encima del nivel del mar y su cota máxima está a 125 m. La principal peculiaridad de este monte es la intensa actividad antrópica que ha padecido en los últimos años. El 11 de septiembre de 2000 se produjo un colapso en el interior del Cerro que provocó la destrucción de dos viviendas y el desalojo, por patologías severas, de toda una urbanización construida en su cara oeste (figura 1).

Fig. 1: Imagen de la Urbanización Montegolf antes del colapso del Cerro del Candado.

Las intervenciones desarrolladas en el medio físico que habrían intervenido en los fenómenos ocurridos son una explotación minera de yeso que estuvo activa hasta la década de los años 60, la urbanización de 30 viviendas en su cara oeste durante el año 1988 y la construcción de la ronda Este de Málaga entre los años 1990 y 1992. El desmonte para la construcción del talud de la autovía desencadenó diferentes inestabilidades de ladera entre los años 1993 y 2000 (figura 2).

Fig. 2: Imagen del desmonte del Cerro del Candado desde la autovía Ronda Este de Málaga.

MODELIZACIÓN DEL CERRO DEL CANDADO

En el Cerro del Candado afloran materiales triásicos del Complejo Maláguide (Dominio de Alborán). La secuencia estratigráfica que puede reconocerse en un corte N-S del monte está constituida por unas calizas y dolomías que descansan sobre margas y limolitas rojas con intercalaciones de conglomerados, areniscas y yesos. Esta secuencia está afectada por pliegues de gran radio y por fallas extensionales de alto ángulo de dirección N70ºE. En el interior del cerro existen cavidades de pequeño tamaño producidas probablemente por karstificación y disolución de yeso.

Para la definición de la geometría se realizó un levantamiento de las curvas de nivel existentes en la cartografía de la zona, transformándolo convenientemente en formato ACIS para su integración en el programa de elementos finitos ABAQUS. Se consideró la existencia de la explotación minera en el modelo ubicando una cavidad de forma esférica de 10 m de diámetro que representa la sala final.

El comportamiento de los materiales se supone elástico, requiriendo los parámetros módulo de deformación y coeficiente de Poisson para su definición. Las características de cada material quedan recogidas en la tabla I.

MATERIAL	E (kp/cm2)	?
1. Calizas y dolomías	30000	0.20
2. Margas grises-verdosas	1000	0.35
3. Margas rojas y areniscas	15000	0.25
4. Yesos	2500	0.30
5. Pizarras	40000	0.25

Las condiciones de contorno empleadas han consistidio en considerar nulos los desplazamientos horizontales de los bordes laterales. Por otra parte, los movimientos horizontales y verticales también son considerados nulos en el límite inferior.

El modelo empleado utiliza una ley constitutiva simplificada (elástica-lineal) que le resta predicción en cuanto a las magnitudes absolutas se refiere. Sin embargo, la modelización geométrica y la distribución de los materiales es fidedigna por lo que los cambios tensionales son representativos de lo que pudo ocurrir en la realidad.

El proceso de cálculo consistió en tres fases distintas:
Fase 1: Peso Propio
Se realiza para obtener las tensiones iniciales existentes en el macizo rocoso suponiendo un peso específico único para todos los materiales de valor 2.3T/m3.
Fase 2: Desmonte
Se analiza el cambio de tensiones en el macizo producido por la realización del desmonte de la carretera.
Fase 3: Colapso
Se analiza el cambio de tensiones producido al suponer el colapso de una cavidad existente. Para ello se supone una reducción del 5% en el diámetro de la cavidad.

RESULTADOS

La malla de elementos finitos resultante para el estudio tridimensional la componen 290183 elementos tetraédricos de cuatro nodos (figura 3). Está formada por 58746 nodos.

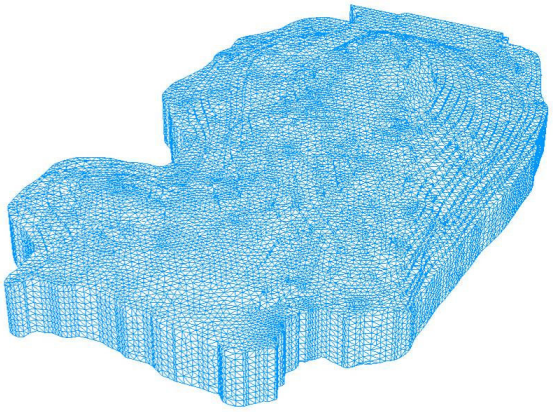


Fig. 3: Malla 3D realizada en Abacus para el cálculo mediante elementos finitos del comportamiento del Cerro del Candado.

Se obtuvieron las tensiones horizontales en la dirección de la sección, las tensiones tangenciales y la tensión de Tresca, definida como la máxima diferencia entre las tensiones principales, así como los desplazamientos horizontales en la dirección de las secciones y el desplazamiento vertical. Todo ello para cuatro secciones (E-W) en las proximidades de las viviendas y en cada una de las fases de estudio consideradas (figuras 4, 5 y 6), siendo el corte 2 aquel que recoge las tres acciones consideradas (urbanización, cavidad y desmonte).

Fig. 4: Malla 3D y secciones para el análisis del comportamiento tensional del Cerro del Candado.

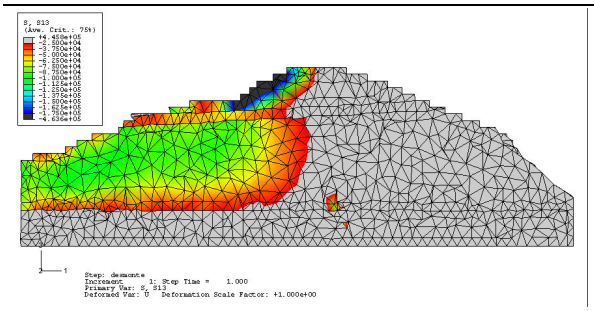


Fig. 5: Distribución de la tensión s13 en el corte 2 únicamente con el peso propio.

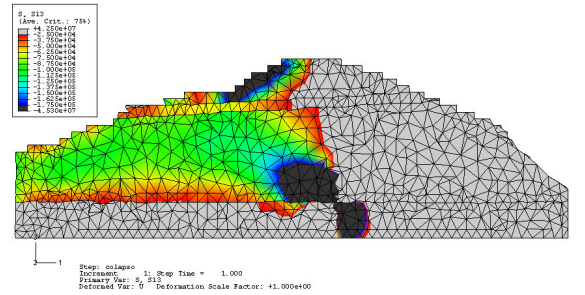


Fig. 6: Distribución de la tensión s13 en el corte 2 únicamente con el peso propio.

Posteriormente se representaron gráficamente esos resultados en la vertical de la urbanización (figura 7).

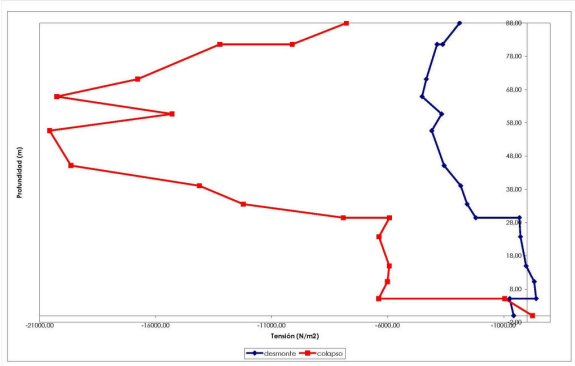


Fig. 7: Evolución de la tensión s13 (componente vertical) en la vertical de la urbanización Montegolf.

CONCLUSIONES

Teniendo en consideración la estratificación del Cerro del Candado y las propiedades asignadas a dichos materiales y considerando las fases de análisis presentadas, se puede concluir que:

- El análisis 3D refleja una redistribución de tensiones debidas a efectos tridimensionales que no quedan reflejadas en los modelos 2D realizados con software comercial (Plaxis, Phase, etc.).
- El estudio tridimensional del problema permite discernir que el desmonte provocó cambios tensionales en todo el macizo y en particular, bajo la urbanización.
- Además, el desmonte provoca notables cambios tensionales en la cavidad pre-existente. Siendo significativo que para cotas cercanas y por encima de la cavidad, estas tensiones pasan de compresión a tracción.
- Al producirse el colapso de la cavidad, los cambios tensionales son mucho más acusados en todo el modelo, incluyendo la zona bajo la urbanización.

Agradecimientos: Los autores quieren agradecer a Felipe Romero toda la información facilitada sobre el Cerro del Candado. También desear agradecer al Ministerio de Economia y Competitividad la financiación a través del proyecto I+D Topobética CGL2011-29920.

Referencias bibliográficas

ABAQUS/Standard User's Manual, Hibbit, Karlsson & Sorensen, Inc. Ver. 6.4.

ABAQUS/CAE User's Manual, Hibbit, Karlsson & Sorensen, Inc. Ver. 6.4.

EL FACTOR ANTRÓPICO EN LAS INESTABILIDADES DE LADERA. LA CARRETERA A-348 (LAS ALPUJARRAS, GRANADA)

D. Notti[1,3], F. Fernández Chacón[1,3], J.P. Galve [1], J. Vicente Pérez [1], J.M. Azañón [1], R.M. Mateos[2], F. Lamas-Fernández[3], F. J. Roldán[2], J. L. Pérez[4], C. M. Colomo[4], J.M. Gómez-López[4]

(1) Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Campus Universitario Fuentenueva, 18071-Granada, España. e-mails: davidenotti@gmail.com, paquifchacon@ugr.es, jpgalve@gmail.com, jazanon@ugr.es, vperez@ugr.es
(2) Instituto Geológico y Minero de España. Urbanización Alcázar del Genil. Edificio Zulema, bajos. E.mail: rm.mateos@igme.es; fj.roldan@igme.es
(3) Departamento de Ingeniería Civil, ETSI Caminos y Puertos, Universidad de Granada, C/ Dr. Severo Ochoa s/n, 18001-Granada, España. e-mails: flamas@ugr.es
(4) Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría, Universidad de Jaén. Campus de las Lagunillas, Edif. A-3 - 23071 Jaén, España. e-mails: jlperez@ujaen.es, cmcj0002@red.ujaen.es, jmgl0003@red.ujaen.es

Abstract (The anthropic role in the slope stability, the case of the A-348 Road, Granada, Spain): *Landslides are geological processes in which the man action could greatly influence the slope equilibrium, in a positive or negative way. In the present work, changes in the safety factor (FS) of numerous road cuttings in the A-348 road, located in a mountainous region, have been analysed, taking into account important restoration works carried out in 2005-2008. The work is supported by the analysis of multi-temporal aerial and detailed DTM-LIDAR data, field survey and rainfall information. Numerical modelling performed in some road cuttings, before and after the restoration measures, have been developed in order to quantify the effect of human interventions in the slope equilibrium. Results show that restoration measures caused severe increase in slope gradients and most of the road cuttings tended to unstable conditions (FS < 1). The extreme rainfall episode during the winter 2009-2010 triggered more than 100 landslides along the road, in a stretch of only 15 km, which caused numerous traffic interruptions. This work points out the importance of a thorough geological - technical assessment prior to any road intervention.*

Palabras clave: Acción antròpica, deslizamientos, carretera, modelos numéricos
Key words*: Anthropic action, landslides, road, modelling*

INTRODUCCIÓN

El Cuaternario se caracteriza por la enorme influencia del *Homo Sapiens en* los procesos geológicos, geomorfológicos y ambientales, no sólo a pequeña escala, sino también a escala global (Hoek, 2000). Paralelamente, los procesos geológicos y riesgos asociados tienen a su vez un papel fundamental en el desarrollo humano (Smith 2013). En el campo de los movimientos de ladera, la acción del hombre tiene una doble vertiente: por un lado, puede incrementar los factores que condicionan la inestabilidad (modificación del relieve, alteración de la red de drenaje, cambios en el uso del suelo, etc...) (Barnard et al, 2001; Tarolli et al. 2013) y, por otro lado, puede ejercer un papel reparador llevando a cabo medidas de contención y sujeción. El presente trabajo se focaliza en los efectos antrópicos sobre la estabilidad de numerosos taludes de carretera. Se ha seleccionado un tramo de la carretera autonómica A-348, que une los pueblos de Cádiar y Torvizcón de la Alpujarra Granadina. Durante los años 2005-2008 la carretera se amplió y mejoró, con la consecuente apertura de nuevos taludes. El invierno 2009-2010 fue excepcionalmente lluvioso (Vicente-Serrano et al, 2011) y se desencadenaron más de 100 deslizamientos en el tramo de carretera considerado. Para el presente trabajo se han analizado modelos

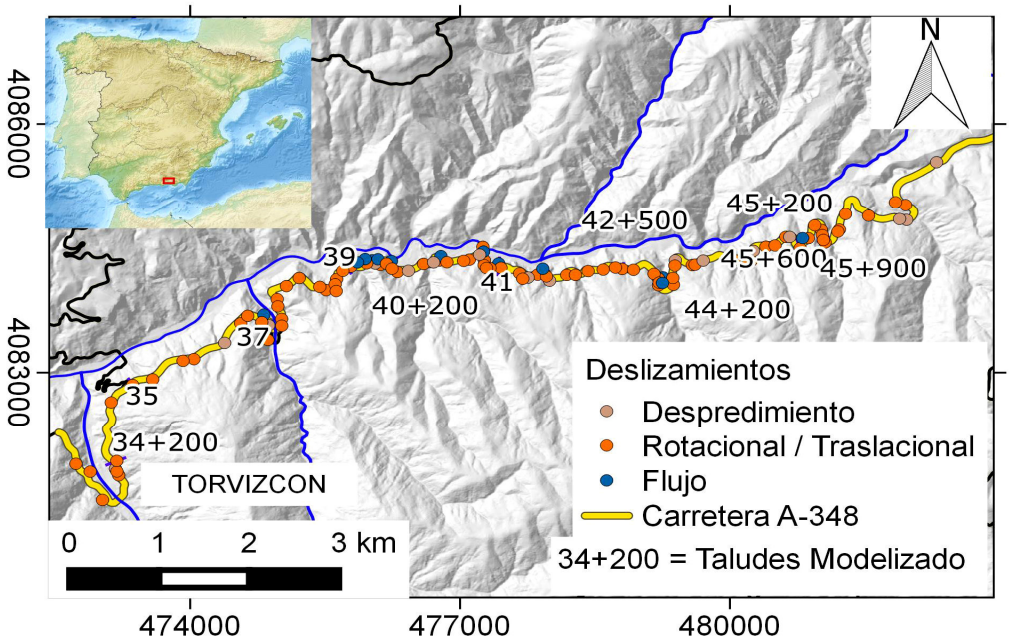


Fig. 1: Localización de la zona de estudio. Inventario de movimientos de ladera en el tramo de carretera Torvizcón- Cádiar, A-348.

digitales del terreno (MDTs) obtenidos mediante fotogrametría y LIDAR, así como fotografías aéreas de los años 2001-2014. Para 11 taludes de carretera se han aplicado modelos numéricos, con la finalidad de obtener el factor de seguridad en diferentes momentos (años 2001, 2008, 2010 y 2014), y teniendo en cuenta diferentes condiciones de saturación.
El objetivo perseguido es cuantificar el papel desestabilizador de las obras llevadas a cabo y cómo determinaron un descenso significativo de los factores de seguridad de los taludes.

SITUACIÓN

La zona de estudio se centra en la carretera A-348, concretamente en un tramo de 14 km comprendido entre las poblaciones de Torvizcón y Cádiar. (Fig. 1).
Desde el punto de vista geológico la zona se ubica en el dominio Alpujárride de las Zonas Internas de la cordillera Bética. Los materiales que atraviesa la carretera son de naturaleza metamórfica, filitas, esquistos grafitosos y cuarcitas, principalmente, presentando un elevado grado de fracturación, lo que determina un comportamiento geotécnico del material más cercano a un suelo que a un macizo rocoso.
La carretera A-348 (145 km) conecta las provincias de Granada y Almería a través del denominado "Corredor de la Alpujarra", delimitado por los relieves de Sierra Nevada y la Sierra de la Contraviesa. La carretera circula por la margen izquierda del río Guadalfeo, a lo largo de una ladera con elevada pendiente, fruto de la erosión fluvial.
Desde el punto de vista climático en la cuenca del río Guadalfeo predomina una gran heterogeneidad de fenómenos atmosféricos, consecuencia de la abrupta orografía y de la interacción de un clima mediterráneo semiárido con un clima de alta montaña. Por tanto, Esta zona se caracteriza por presentar prolongadas sequías y eventuales episodios de lluvias intensas que suelen tener un periodo de recurrencia de 10 / 15 años (Alcántara-Ayala, 1996; Irigaray et al, 2000).
En cuanto al uso del suelo destacan los cultivos de secano, almendros y olivos principalmente, con predominio de matorral xerófilo.
El tramo de carretera piloto, comprendido entre las localidades de Cádiar y Torvizcón (PK 37- 47) sufrió dos fases de reforma, una entre los años 1997 y 2000, y otra entre los años 2005 y 2008.

METODOLOGÍA Y DATOS

En la zona de estudio se ha recopilado numerosa información fotogramétrica. La serie de ortofotos comprendida entre 1956- 2014 ha permitido reconstruir la evolución de la carretera y las transformaciones que han tenido lugar en el uso del suelo. Para el inventario de taludes se ha utilizado la fotografía aérea del año 2008 (Junta de Andalucía), ya que refleja el estado de la carretera una vez finalizadas las obras de acondicionamiento.
El inventario de los deslizamientos se ha realizado mediante el análisis morfológico de la foto aérea de 2010, a través de una serie de vuelos de alta resolución llevados a cabo en 2014, y validando el inventario con las imágenes de Google Streetview de enero 2009.

Con la finalidad de cuantificar el volumen de material excavado y movilizado por los deslizamientos, así como establecer los perfiles para el análisis mediante métodos numéricos (de equilibrio límite y de elementos finitos), se han utilizado:
- Los Modelos Digitales del Terreno (MDTs) obtenidos de la fotogrametría de los años 2001, 2008, 2010 y 2013, con resoluciones espaciales de 2 m y sin filtro de vegetación.
- Los MDTs derivados de datos LIDAR obtenidos mediante plataforma aérea para los años 2008, 2010, con resolución espacial re-muestreo de 1 m y con vegetación.
- El MDT LIDAR del 2014 obtenido desde helicóptero, con resolución espacial de 1 m y vegetación filtrada.
La información ha sido completada con trabajo de campo (realizados en 2014-2015). Los macizos rocosos han sido caracterizados mediante estaciones geomecánicas, con la finalidad de obtener los parámetros geotécnicos necesarios en la modelización numérica. El análisis cinemático de los datos de campo
Para el análisis con métodos numéricos se ha partido del perfil del talud antes y después de las labores de acondicionamiento. Se han utilizado los softwares Phase2 v.6 y Slide v.5, y se ha partido del método de Hoek Brown, en el cual las propiedades mecánicas del macizo rocoso se basan en el GSI específico del talud y donde la cohesión y ángulo de rozamiento interno varían en función de la altura de cada talud. La modelización se ha realizado tanto en condiciones secas como saturadas.
Los datos de lluvia diaria utilizados proceden de la estación meteorológica que el AEMET tiene en Cádiar (con código 6225).

INTERPRETACIÓN Y RESULTADOS

El tramo de carretera objeto de estudio fue reformado en dos etapas diferentes:
- Entre los años 1997-2000 se realizaron trabajos de acondicionamiento entre los Pk 34–37, estos consistieron en la ampliación del carril, eliminando las curvas pronunciadas. Las pendientes medias de los taludes excavados fueron de 38°.
- Entre los años 2005-2009 se realizaron reformas entre los PK 37 – 47. En este caso se llevaron a cabo importantes excavaciones de la ladera (Fig. 2 A Y 2 B). El ángulo medio de los taludes se incrementó pasando de 36° hasta 50°. El material excavado (en torno a los 100,000 m^3) se utilizó para el relleno de firmes y terraplenes. En la figura 3A y en el perfil de figura 4 A se muestran los taludes excavados en el PK 39.
El inventario de deslizamientos pone de manifiesto una clara concentración de movimientos de ladera en el tramo que fue reformado durante el periodo 2005-2008. El número total de deslizamientos en este tramo asciende a 88 (8 por km), lo que denota que el 75 % de los taludes han sufrido inestabilidades. Sin embargo, en el tramo no reformado tan solo se han inventariado 13 deslizamientos (4 por km); lo que indica que tan soloel 35 % de los taludes han sufrido inestabilidades.
La tipología de rotura predominantes es la de un deslizamiento roto-traslacional con desprendimiento de bloques (fig 1). En menor medida se han

inventariado movimientos muy superficiales tipo flujo. Ambas tipologías afectaron seriamente a la carretera interrumpiendo, en ocasiones, el tráfico.

Las medidas de contención instaladas (principalmente mallas) han demostrado su ineficacia. Además, se ha analizado la evolución temporal de la frecuencia de deslizamientos, considerando: las lluvias, las imágenes de G*oogle Streetwiev* y la recopilación de noticias de hemeroteca. Los primeros deslizamientos tuvieron lugar durante el invierno 2008-2009, como respuesta a un importante pico de lluvia. Estos movimientos, de pequeñas dimensiones, afectaron principalmente a los taludes de mayor pendiente. El mayor número de inestabilidades se registró entre los meses de Enero-Marzo de 2010, tras un periodo muy lluvioso, con precipitaciones acumuladas en 3 meses del orden de 1000 mm, frente a valores medios de 300 mm para el mismo periodo. En años posteriores tan solo se han registrado algunas reactivaciones menores.

La resta de los MDTs LIDAR 2010- 2008 permitió obtener el volumen de masa deslizada para cada evento. La mayoría son pequeños movimientos, con volúmenes < 1,000 m^3. El mayor número se registró en los materiales correspondientes a los rellenos antrópicos, con volúmenes movilizados de hasta 9,000 m^3. La suma de todos los volúmenes asciende a unos 120,000 m^3.

En la figura 3 B se representa el talud del PK 39, que fue afectado por un deslizamiento en el año 2010.

En azul se observa la zona de erosión y en marrón la

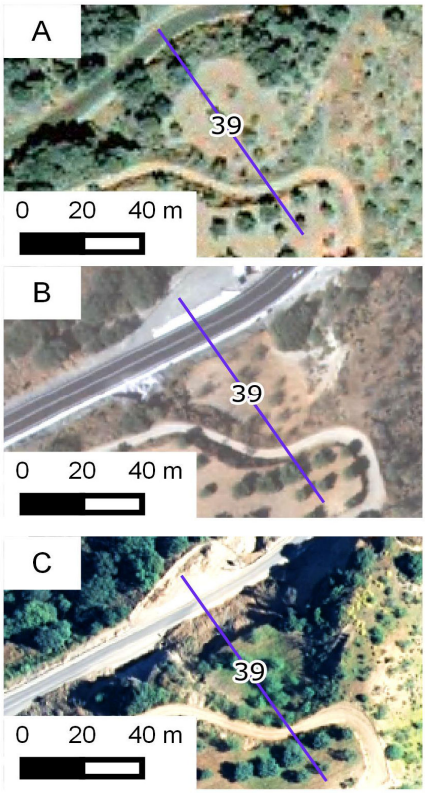


Fig. 2: Ortofoto del Pk 39 de la carretera. A) 2001: el antiguo trazado del carretera; B) 2008: tras el trabajo de reforma; C) 2010, tras los deslizamientos del inverno 2009-2010. La línea azul representa el trazado del perfil modelizado

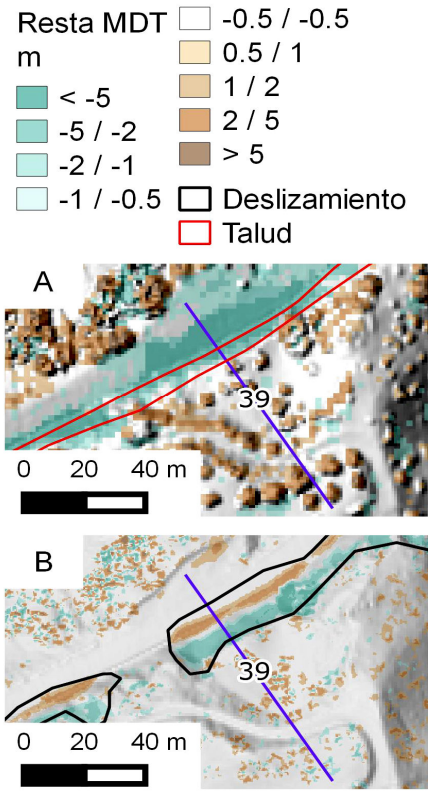


Fig. 3: Resta de MDTs para el talud del Pk 39 A) 2008-2001. Se observa el material excavado para ampliar los carriles, hay ruido por la vegetación; B) 2010-2008: se identifica la zona de erosión y de acumulación en el deslizamiento; La línea azul es la traza del perfil utilizado en la modelización (véase Fig. 4)

zona de acumulación o depósito. Los valores de pendiente y orientación, obtenidos a partir de los MDTs, permiten establecer que las inestabilidades dependen, en gran medida, de la pendiente y altura del talud, mientras que la orientación del mismo es irrelevante.

Por otro lado los deslizamientos del 2010 han generado un cierto equilibrio en los taludes, al reducirse la pendiente en torno a 10º de media.

En la figura 4A se observan los cambios ocurridos en el perfil del talud del Pk 39.

Las estaciones geomecánicas han puesto de manifiesto la existencia de macizos rocosos muy fracturados y triturados, sin que existan planos preferenciales. Las filitas y esquistos grafitosos presentan una resistencia reducida, mientras que los taludes con niveles cuarcíticos son más consistentes y estables.

Para la modelización de los taludes (con PHASE y SLIDE) se han utilizado los parámetros geotécnicos obtenidos en las estaciones geomecánicas y validados con back-análisis. Se ha trabajado con el supuesto de un FS= 1 para el perfil 2014. En la Fig. 4 B se muestra un ejemplo del talud del PK 39. Para el perfil correspondiente al 2008 se han considerado condiciones saturadas y se obtiene una superficie de rotura y deformaciones en congruencia con lo realmente ocurrido en 2010 (FS< 1).

La figura 5 compara el factor se seguridad obtenido en condiciones no saturadas para 11 taludes, a lo

largo del periodo 2001-2008, considerando de nuevo el perfil del 2014 con un FS= 1.

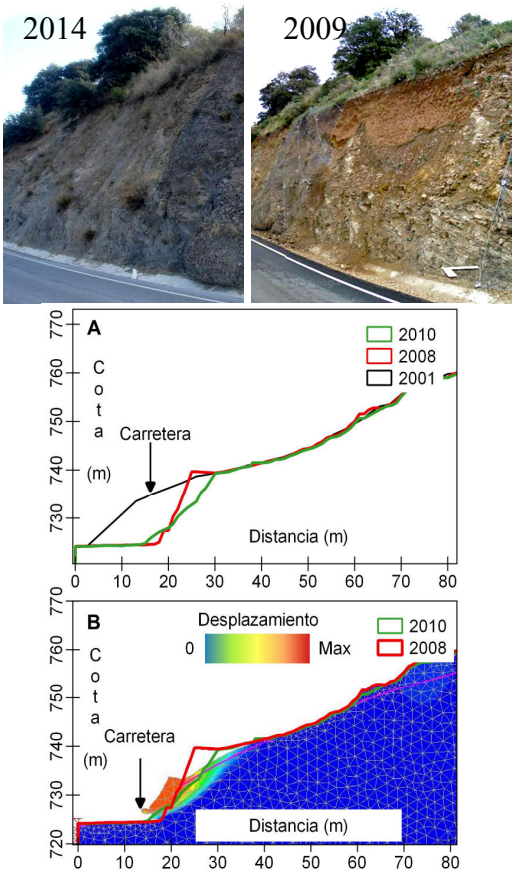


Fig. 4: Perfil Pk 39. Fotos del talud tanto en 2008 como en 2014. A) Evoluciones del perfil desde 2001 hasta 2010; B) Modelos numéricos de desplazamiento en base al perfil 2008 modelizado en PHASE en condiciones de saturación

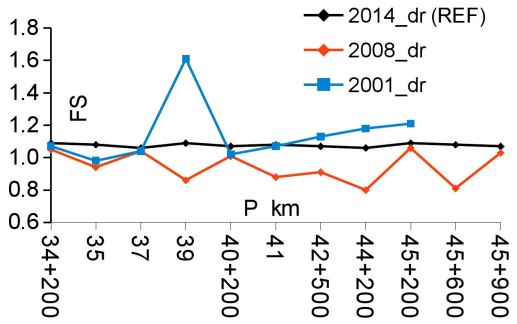


Fig. 5: Evoluciones del Factor de Seguridad (FS) en condiciones no saturadas, entre el 2001 y el 2008, para los 11 perfiles analizados. El perfil actual (2014 no saturado) es el perfil de referencia, con un FS=1

Los taludes ubicados en el tramo que fue reformado, durante el periodo 2005-2008, muestran una reducción del FS de hasta un 20%. Si en 2001 casi todo los taludes tenían un FS>1, en condiciones no saturadas, en el año 2008 únicamente 3 de ellos ofrecían condiciones de estabilidad FS >1.
En el caso del Pk 39, el talud pasó de tener un FS= 1,6 en 2001 a un FS= 0,8 en 2008. En condiciones saturadas la disminución del FS entre 2001 y 2008 presenta rangos parecidos, siendo en casi todos los casos modelizados el FS en 2008 menor que 1.

CONCLUSIONES

El tramo de la carretera A-348, entre las localidades de Torvizcón y Cádiar en la Alpujarra granadina, es un claro ejemplo de cómo puede alterar la acción antrópica la estabilidad de los taludes de carretera y laderas adyacentes. Las obras de reparación y adecuación de la carretera, realizadas entre 2005 y 2008, llevaron aparejadas un incremento de la pendiente de los taludes en torno a 15º, como valor medio, y una reducción del Factor de Seguridad (FS) en torno al 20%. Esta disminución del FS se confirma durante el evento lluvioso del invierno 2009-2010, cuando el tramo reformado registró una densidad de deslizamientos por kilómetro lineal de carretera algo más del doble que el tramo no reformado.
Los resultados ponen de manifiesto la necesidad de llevar a cabo estudios de detalle encaminados al conocimiento de la estabilidad de las laderas, antes del diseño de cualquier obra de reforma y acondicionamiento de infraestructuras lineales.

Agradecimientos: Los autores quieren dar las gracias al Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) por el apoyo financiero a través del proyecto "G-GI3002/IDIG. NUEVAS METODOLOGÍAS PARA EL ANÁLISIS DE ESTABILIDAD DE TALUDES EN INFRAESTRUCTURAS LINEALES" del "Programa Operativo FEDER de Andalucía". También quieren dar las gracias a la Agencia de Obras Públicas de la Junta de Andalucía y a los investigadores.

Referencias bibliográficas

Alcántara-Ayala, I. (1999). The Torvizcón, Spain, landslide of February 1996: the role of lithology in a semi-arid climate. *Geofisica Internacional-Mexico*-, 38, 175-184.

Barnard, P. L., Owen, L. A., Sharma, M. C., & Finkel, R. C. (2001). Natural and human-induced landsliding in the Garhwal Himalaya of northern India. *Geomorphology*, 40(1), 21-35.

Hooke, R. L. (2000). On the history of humans as geomorphic agents. Geology,28(9), 843-846.

Hoek, E., Brown, E. T. (1997). Practical estimates of rock mass strength. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 34(8), 1165-1186.

Irigaray, C., Lamas, F., El Hamdouni, R., Fernández, T., & Chacón, J. (2000). The importance of the precipitation and the susceptibility of the slopes for the triggering of landslides along the roads. *Natural Hazards*, 21(1), 65-81.

Smith, K. (2013). Environmental hazards: assessing risk and reducing disaster. Routledge.

Tarolli, P., Calligaro, S., Cazorzi, F., Dalla Fontana, G. (2013). Recognition of surface flow processes influenced by roads and trails in mountain areas using high-resolution topography. *Eur. J. Remote Sens*, 46, 176-197.

Vicente-Serrano SM, Trigo RM, López-Moreno JI, Liberato ML, Lorenzo-Lacruz J, Beguería S, El Kenawy AM (2011) Extreme winter precipitation in the Iberian Peninsula in 2010: anomalies, driving mechanisms and future projections. *Climate Research*, 46, 51-65.

APLICACIÓN DE GPR, ERT Y ANÁLISIS DE RETRODEFORMACIÓN PARA RECONSTRUIR EL IMPACTO DEL DESARROLLO DE DOLINAS EN LA DINÁMICA Y SEDIMENTACIÓN FLUVIAL, VALLE DEL GÁLLEGO, NE ESPAÑA

M. Zarroca (1), D. Carbonel (2), X. Comas (3), F. Gutiérrez (2), J. Guerrero (2), R. Linares (1), C. Roqué (4), M. Mozafari (5), X. M. Pellicer (6)

(1) Departamento de Geología, Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Zaragoza
(3) Department of Geosciences, Florida Atlantic University, Davie, FL, USA
(4) Àrea de Geodinàmica Externa i Geomorfologia, Universitat de Girona, Girona
(5) Department of Earth Sciences, Shiraz University, Irán
(6) Geological Survey of Ireland, Beggars Bush, Haddington Road, Dublin, Ireland

Abstract (The application of GPR and ERI in combination with retrodeformation analysis to reconstruct the impact of sinkhole development on fluvial sedimentation and dynamics): *This work illustrates the value of investigating sinkholes combining GPR, ERI and retrodeformation analysis. The approach has been tested in a paleosinkhole developed during the deposition of a Quaternary terrace of the Gállego River on salt-bearing evaporites. This subsidence structure is located next to Puilatos village, which had to be demolished in the 1970s due to severe subsidence damage. GPR revealed radar signatures of stacked gravel channels (high reflectivity), finer-textured channel and overbank facies (low reflectivity) and deformation structures. ERI yielded information on the alluvium thickness (high-resistivity), which mantles the low-resistivity karstic residue developed on top of evaporitic bedrock, and the buried overall structure of the sinkhole. Data integration has allowed us to better constrain sinkhole geometry, understand subsidence mechanisms and their contribution to the cumulative subsidence, reconstruct the deformational history recorded by stratigraphic and structural relationships, and infer the impact of sinkhole development on fluvial sedimentation and dynamics. The main morpho-sedimentary responses induced by subsidence include control on channel position, development of palustrine basins, and changes in the channel pattern ascribable to local gradient alterations.*

Palabras clave: Karst evaporítico, geofísica somera, subsidencia, Valle del Ebro
Key words*: Evaporite karst, near-surface geophysics, subsidence, Ebro Valley*

INTRODUCCIÓN

Los fenómenos de subsidencia y las dolinas, relacionados con la disolución de evaporitas presentan algunos rasgos distintivos con respecto a los desarrollados en karst carbonatados, donde la solubilidad del sustrato es sustancialmente menor (Gutiérrez y Cooper, 2013): (1) La flexión es un mecanismo de subsidencia frecuente que puede dar lugar a depresiones de grandes dimensiones afectadas por un hundimiento progresivo. (2) En los casos en los que la karstificación afecta a sales altamente solubles, la tasa de subsidencia puede alcanzar valores elevados durante largos periodos de tiempo. (3) El hundimiento prolongado de la superficie del terreno puede interaccionar con sistemas sedimentarios, dando lugar a engrosamientos y ejerciendo un control importante sobre la dinámica de los mismos (Guerrero et al., 2008). (4) El proceso de disolución puede afectar a espesores importantes de material evaporítico generando potentes residuos kársticos, a menudo malinterpretados como unidades estratigráficas primarias. En este trabajo se analiza una paleodolina desarrollada durante el depósito de una terraza cuaternaria en el Valle del Gállego, sector central de la Cuenca del Ebro, en la que concurren todos los rasgos arriba indicados. Por otra parte, la estructura de subsidencia aparece asociada a otras de características similares que han motivado el abandono de un pueblo y que causan persistentemente daños cuantiosos en infraestructuras de primer orden.

La combinación de técnicas de investigación superficial y subsuperficial resulta esencial para una completa caracterización de las dolinas, de cara a la evaluación de la peligrosidad y la gestión del riesgo (Gutiérrez et al., 2014). Los métodos de investigación subsuperficial como el *trenching* y la geofísica cobran especial importancia en las zonas donde las dolinas se encuentran enmascaradas por rellenos artificiales y existen dolinas de flexión con límites difíciles de precisar (Galve et al., 2009; Carbonel et al., 2014a, b). El presente trabajo ilustra como el estudio mediante la cartografía de afloramientos existentes o generados *ad hoc* (trincheras) y técnicas geofísicas someras, puede aportar información sobre la geometría y distribución de las dolinas, los mecanismos de subsidencia, su historia deformacional, y el impacto de la subsidencia sobre la dinámica y sedimentación fluvial. Estos datos constituyen una base de conocimientos esencial para una correcta evaluación y gestión del riesgo de subsidencia.

SITUACIÓN

La investigación se llevó a cabo en un afloramiento artificial de una terraza del Río Gállego, junto al solar en el que se encontraba el pueblo de colonización de Puilatos (Fig. 1). Dicha población, construida en los años 60 para el aprovechamiento agrícola del Canal de Monegros, fue abandonada y demolida en la década de los 70 como consecuencia de los daños provocados por fenómenos de subsidencia relacionados con la disolución de las evaporitas del sustrato.

Actualmente, las dolinas plantean problemas importantes en este sector del Valle del Gállego, afectando de forma persistente a un amplio tramo de la autovía (A-23) y la carretera (N-230) Zaragoza-Huesca. Así mismo, recientemente se ha documentado la aparición de dolinas de colapso junto a la línea de alta velocidad Zaragoza-Huesca.

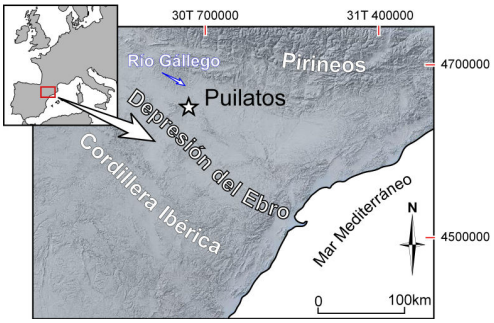


Fig. 1: Situación de la zona investigada.

Desde un punto de vista geológico-geomorfológico, la zona de estudio se sitúa en el sector central de la Depresión del Ebro. El sustrato oligo-mioceno, con disposición subhorizontal, está constituido por la Formación Yesos de Zaragoza, depositada en lagos salinos someros de elevada salinidad (Salvany et al., 2007). En afloramiento presenta fundamentalmente yeso secundario y margas, mientras que en profundidad las litofacies evaporíticas predominantes son anhidrita, halita y glauberita (Salvany, 2009). La paleodolina investigada (Fig. 2) afecta al depósito de la terraza T10 del Río Gállego, situada a 26 m sobre el cauce actual, y en el que se ha obtenido una edad mediante OSL de 124±13 ka (Benito et al., 2010).

METODOLOGÍA

La sección de la paleodolina expuesta en la excavación artificial (Figs. 2 y 3) se ha cartografiado a escala 1:50 empleando como referencia una malla ortogonal con un espaciado de 1 ó 2 m, según sectores, y con el apoyo de un foto-mosaico. En el esquema se representan las distintas unidades estratigráficas, poniendo especial atención a los elementos arquitecturales y facies constituyentes (Miall, 1985), así como las estructuras de deformación que registran el fenómeno de subsidencia. Este es esencialmente el mismo procedimiento que ha sido aplicado a la investigación de múltiples dolinas activas en la Cuenca del Ebro mediante la excavación de trincheras (p.e. Carbonel et al., 2014a, b). La continuación de la estructura en el subsuelo se ha explorado mediante las técnicas geofísicas someras de georadar *(Ground Penetrating Radar, GPR)* y de tomografía eléctrica de resistividades *(Electrical Resistivity Tomography,* ERT). Para la adquisición de los datos se han utilizado dos sistemas GPR; un equipo RIS (Ingegneria dei Sistemi) con una antena biestática blindada de 160MHz y otra no blindada de 60MHz, y un GroundExplorer (GX) (MALÅ) equipado con una antena blindada de alto rango dinámico (HDR) de 160 MHz. El perfil de resistividad se ha adquirido mediante un sistema Lund Imaging (ABEM) de 4 canales y 64 electrodos espaciados 3 m, y de acuerdo a los protocolos Wenner-Schlumber y Dipolo-Dipolo. La imagen de resistividad se generó integrando los datos registrados mediante ambos protocolos. Con la información geofísica y junto con el análisis de retrodeformación del esquema del afloramiento, se ha llevado a cabo una caracterización de la paleodolina y se interpreta, tanto la evolución de la misma, como la influencia que ha tenido su desarrollo en la sedimentación y dinámica fluvial.

RESULTADOS

En el afloramiento cartografiado se reconoce una paleodolina que afecta a dos complejos de canales con características sedimentológicas marcadamente diferentes, condicionadas por el fenómeno de subsidencia sinsedimentaria (Fig. 3). Los depósitos de terraza presentan una estructura de flexión laxa y asimétrica de aproximadamente 100 m de ancho. Dicha flexión está desplazada en su flanco SE por una falla sintética normal, la cual queda fosilizada por un relleno artificial.

Se han diferenciado tres paquetes sedimentarios principales separados por superficies erosivas muy patentes (PI, PII, y PIII). Las dos unidades inferiores del paquete PI corresponden a una canal *braided* de gravas, cuya ubicación estuvo posiblemente controlada por el desarrollo de la dolina de flexión. La unidad superior del paquete PI, formada por finos en el bloque hundido y junto a la falla normal, registra el desarrollo de un ambiente palustre con sedimentación margosa en la llanura de inundación

Fig. 2: Imagen del afloramiento cartografiado sobre el que se adquirieron, longitudinalmente, perfiles de georadar y tomografía eléctrica de resistividades. El corte muestra una paleodolina de flexión y colapso en una terraza del Río Gállego afectando a dos unidades aluviales con características sedimentológicas muy contrastadas. La unidad inferior de gravas, basculada y truncada por la falla de colapso, sirvió como capa guía para interpretar la estructura de subsidencia en la imagen de resistividad. Los finos situados en el bloque hundido junto a la falla corresponden a sedimentos depositados en el fondo de la dolina. Esta unidad está a su vez truncada por un canal relleno fundamentalmente de facies arenosas con cuerpos de acreción lateral, cuya posición y características debieron estar controlados por el fenómeno de subsidencia.

asociado al fondo de la depresión subsidente.

también pierde su continuidad lateral de manera

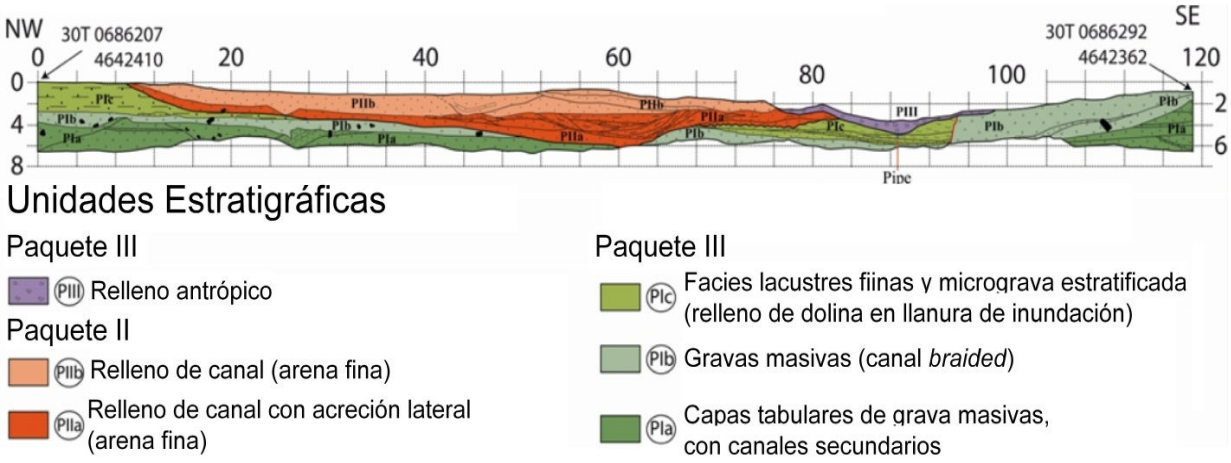


Fig. 3: Esquema del afloramiento analizado en el que se indican los principales paquetes sedimentarios con sus elementos arquitecturales y facies, así como las estructuras de deformación relacionadas con la formación de la paleodolina.

El paquete PII, restringido al bloque hundido, corresponde a un canal asimétrico relleno de facies dominantemente arenosas y con cuerpos de acreción lateral. Este segundo canal parece registrar: (1) un proceso de avulsión controlado por una amplia dolina de flexión en la llanura de inundación en la que la tasa de subsidencia superaba a la de sedimentación; (2) un cambio en el tipo de canal, de *braided* a sinuoso, motivado por alteraciones locales en el gradiente debidas al proceso de subsidencia (Benito et al., 1998).

El paquete PIII corresponde a un relleno artificial confinado al fondo de una depresión topográfica y asociada a la falla de colapso. Dicha depresión fue inicialmente interpretada como una dolina activa. El análisis detallado del afloramiento indica que debe corresponder a una excavación artificial, tal y como sugieren de forma coherente diversas evidencias: (1) la falla queda truncada por el relleno artificial indeformado, (2) falta de concordancia entre la depresión y la estructura que afecta a los depósitos de terraza; (3) presencia de un desagüe en la zona más baja.

El radargrama, obtenido a lo largo del límite superior del afloramiento, permite identificar los principales paquetes sedimentarios gracias a su distinta reflectividad, superior en las gravas que en las facies de textura fina (Fig. 4a). También se hace evidente la estructura de flexión del paquete de gravas, así como su falta de continuidad lateral en el área de la falla normal. La imagen de resistividad (Fig. 4b) permite analizar, aunque con una resolución espacial limitada, el alcance de la paleodolina en profundidad. Dentro de la cobertera aluvial, con una espesor variable de hasta unos 20 m, la distinción entre los paquetes de canales apilados (I y II) no resulta obvia debido a un comportamiento resistivo similar, por lo que se manifiestan como una única unidad geoeléctrica (Fig. 4b). Sí se diferencian claramente las unidades de textura más fina (niveles finos de los paquetes II y III). Respecto a las estructuras de deformación, la flexión queda patente a través de uno de las unidades de gravas de mayor resistividad que puede ser empleada como capa guía. Ésta brusca en el área de la falla normal.

Por debajo del depósito de terraza se identifica una unidad geoeléctrica de baja resistividad (<50 Ωm) de más de 20 m de espesor, la cual debe corresponder a un residuo kárstico identificado en sondeos realizados en las inmediaciones. En la sección de resistividad, dicho residuo se manifiesta como un material no estratificado en el que no es posible identificar rasgos geométricos que permitan inferir la base de la zona afectada por karstificación y el estilo de la deformación en los materiales situados por debajo de la cobertera. Probablemente, la obtención de secciones de mayor longitud y penetración aportarían información sobre este aspecto relevante desde el punto de vista aplicado (p.e. diseño de cimentaciones).

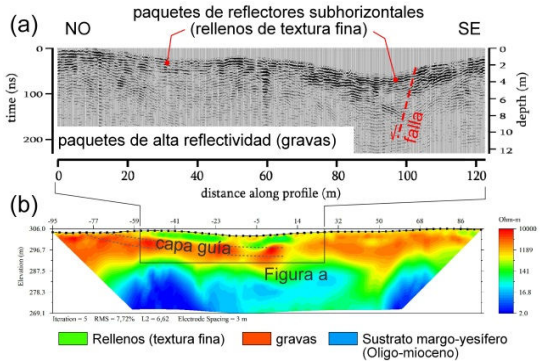


Fig. 4: (a) Radargrama procesado adquirido mediante antenas de alto rango dinámico (HDR) de 160 MH. La estimación de velocidad (0,11 m/ns) se realizó aplicando el método del punto medio común (CMP). (b) Imagen de resistividad. El área delimitada por el recuadro corresponde a la posición aproximada del perfil georadar. Dicha imagen fue adquirida paralelamente al perfil de georadar, a una distancia de 5 m, lo que explica las diferencias de los perfiles topográficos entre ambos perfiles.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La estructura de subsidencia analizada corresponde a una paleodolina de flexión y colapso de al menos 100 m de anchura. La magnitud de la subsidencia

debida a la flexión y el desarrollo de la falla normal alcanza valores mínimos de 4 y 2,4 m, respectivamente. La presencia de una falla de colapso en únicamente uno de los flancos determina el desarrollo de una estructura asimétrica, semejante a la de otras paleodolinas documentadas en el Valle del Ebro (Luzón et al., 2008).

Tanto las relaciones estratigráficas y estructurales como el análisis de retrodeformación permiten reconstruir la evolución de la dolina y la influencia que ésta ha ejercido en la dinámica y sedimentación fluvial (Fig. 5). Los principales efectos morfo-sedimentarios identificados inducidos por la dolina son: (1) Control en la ubicación de los canales, motivando el apilamiento de los mismos. (2) Desarrollo de depresiones palustres en la llanura de inundación. (3) Cambio en el tipo de canal, de *braided* de gravas a sinuoso dominado por arenas (Ouchi, 1985).

En el radargrama, los canales de gravas apilados se manifiestan como distintos paquetes radar de elevada reflectividad (Fig. 4a). No se identifican con claridad otros reflectores que pudieran correlacionarse con discontinuidades estratigráficas. Sí resulta posible distinguir otras unidades caracterizadas por reflectores sub-horizontales, que corresponden a los niveles de arenas y margas identificados en el afloramiento. Del mismo modo, la falla normal que afecta a la flexión en el flanco SE se muestra como una discontinuidad en el radargrama que interrumpe la continuidad del paquete de gravas. La imagen de resistividad ha permitido determinar el espesor del depósito aluvial (ca. 15-20 m) (Fig. 4b), así como caracterizar el material subyacente que se muestra como una unidad de baja resistividad (<50 Ωm), probablemente correspondiente a un residuo kárstico. Tal circunstancia indicaría que la estructura de disolución y subsidencia se extiende hasta una profundidad que podría ser superior a 30 m).

Agradecimientos:
Esta investigación ha sido financiada por el proyecto CGL2013-40867-P (Ministerio de Economía y Competitividad). Domingo Carbonel desarrolla su actividad investigadora gracias a una beca FPI del Ministerio de Economía y Competitividad.

Referencias bibliográficas

Benito, G., Pérez-González, A., Gutiérrez, F., Machado, M.J. (1998). River response to Quaternary subsidence due to evaporite solution (Gállego River, Ebro Basin, Spain). *Geomorphology*, 22, 243-263.

Benito, G., Sancho, C., Peña, J.L., Machado, M.J., Rhodes, E.J. (2010). Large-scale karst subsidence and accelerated fluvial aggradation Turing MIS6 in NE Spain: climatic and paleohydrological implications. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2694-2704.

Carbonel, D., Rodríguez, V., Gutiérrez, F., McCalpin, J.P., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., Guerrero, J. (2014a). Sinkhole characterisation combining trenching, Ground Penetrating Radar (GPR) and Electrical Resistivity Tomography (ERT). *Earth Surface Processes and Landforms*, 39, 214-227.

Carbonel, D., Rodríguez-Tribaldos, V., Gutiérrez, F., Galve, J.P., Guerrero, J., Zarroca, M., Roqué, C., Linares, R., McCalpin, J.P., Acosta, E. (2014b). Investigating a damaging buried sinkhole cluster in an urban area integrating multiple techniques: geomorphological surveys, DInSAR, GPR, ERT, and trenching. *Geomorphology*, 229, 3-16.

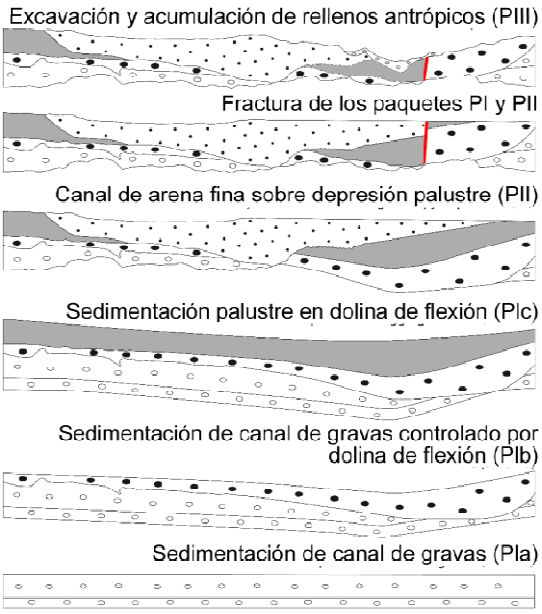


Fig. 5: Análisis de retrodeformación de la paleodolina

Galve, J.P., Gutiérrez, F., Lucha, P., Bonachea, J., Cendrero, A., Gimeno, M.J., Gutiérrez, M., Pardo, G., Remondo, J., Sánchez, J.A. (2009). Sinkholes in the salt-bearing evaporite karst of the Ebro River valley upstream of Zaragoza city (NE Spain). Geomorphological mapping and analysis as a basis for risk management. *Geomorphology*, 108, 145-158.

Guerrero, J., Gutiérrez, F., Lucha, P. (2008). The impact of halite dissolution subsidence on fluvial terrace development. The case study of the Huerva River in the Ebro Basin (NE Spain). *Geomorphology*, 100, 164-179.

Gutiérrez, F., Cooper, A.H. (2013). *Surface morphology of gypsum karst*. En: Frumkin, A. (Ed.). Treatise on Geomorphology. Karst Geomorphology. Elsevier, vol. 6, 425-437.

Gutiérrez, F., Parise, M., De Waele, J., Jourde, H. (2014). A review on natural and human-induced geohazards and imapcts in karst. *Earth Science Reviews*, 138, 61-88.

Luzón, A., Pérez, A., Soriano, M.A., Pocoví, A. (2008). Sedimentary record of Pleistocene paleodoline evolution in the Ebro Basin (NE Spain). *Sedimentary Geology*, 205, 1-13.

Miall, A.D. (1985). Architectural-Element Analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth-Science Reviews, 22, 261-308.

Ouchi, S. (1985). Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 504-515.

Salvany, J.M. (2009). *Geología del yacimiento glauberítico de Montes de Torrero*. Prensas Universitarias de Zaragoza, Zaragoza, 80 pp.

Salvany, J.M., García-Veigas, J., Ortí, F. (2007). Glauberite-halite association of the Zaragoza Gypsum Formation (Lower Miocene, Ebro Basin, NE Spain*). Sedimentology*, 54, 443–467.

PROCESOS ACTIVOS DE EXPANSIÓN LATERAL EN LA VERTIENTE COSTERA DE LA SERRA DE TRAMUNTANA DE MALLORCA

I. García-Moreno [(1)], R.M. Mateos [(1)], B. Gelabert [(2)], G. Herrera [(1)], E. Palmer-Gómez [(1)]

(1) Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas, 23. 29003 Madrid. E.mails: inmaculada.garcia@igme.es; rm.mateos@igme.es; g.herrera@igme.es; e.palmer@igme.es

(2) Departamento de Ciencias de la Tierra. Universitat de Les Illes Balears. Carretera de Valldemossa, km. 7,5. 07081 Palma. E.mail: bernadi.gelabert@uib.es

Abstract (Lateral spreading in the coastal fringe of the Tramuntana Range in Mallorca): *The Tramuntana Range in Mallorca has a steep coastal slope. The arrangement of the materials on the hillsides consists of stiff masses of Mesozoic limestones above the Keuper plastic materials. Both, the erosion of streams and the marine action dismantle the upper brittle unit and expose the lower plastic one, causing its lateral unconfinement. Thus, the weight of the overlying material produces vertical contraction, subsidence and lateral spreading of the underlying plastic unit. Simultaneously the brittle upper unit fractures to accommodate the plastic deformation, generating a jointed rock material with both, horizontal and vertical movement of large individual blocks. These processes are characterized by very slow rates of movement and they have been identified in some parts of the range giving place a characteristic landscape on the coastal fringe.*

Palabras clave: Expansión lateral, erosión costera, Mallorca
Key words*: Lateral spreading, coastal erosion, Mallorca*

INTRODUCCIÓN

Los movimientos de laderas son muy frecuentes en la vertiente costera de la Serra de Tramuntana de Mallorca, destacando por su abundancia los desprendimientos de roca, debido a la predominancia de afloramientos rocosos (Mateos et al., 2012). Los procesos de expansión lateral están también representados como consecuencia de la estratigrafía y tectónica de la Serra, con un patrón que se repite: superposición de masas de rocas frágiles sobre otras plásticas.

La Serra de Tramuntana corresponde a un sistema imbricado de cabalgamientos del Mioceno inferior y medio dirigido hacia el NO. El nivel de despegue regional son las arcillas y yesos de las facies Keuper triásicas. En general, las láminas cabalgantes presentan una serie estratigráfica compuesta, de base a techo, por las arcillas y yesos del Triásico (Keuper), las dolomías del Retiense, las calizas del Lías y las calcarenitas del Mioceno inferior. El Keuper constituye una unidad inferior plástica y parcialmente soluble, mientras que el Retiense, el Lias y el Mioceno inferior constituyen una unidad superior frágil.

Los frentes de estos cabalgamientos afloran en la costa norte, debido a la presencia de fallas normales (de edad post-Mioceno medio) que hunden la zona marina con respecto a la Serra (Gelabert, 1998). La estructura geológica descrita se refleja en el relieve. Así, la vertiente meridional de la Serra la conforman potentes masas de calizas y dolomías liásicas con un buzamiento suave hacia el SE, mientras que la vertiente septentrional o costera la conforman abruptos escarpes y acantilados, cuyo origen se debe a una acción conjunta de las fallas normales con la erosión marina.

En la vertiente costera, los torrentes discurren perpendicularmente a la dirección de la costa, y provocan incisiones en el terreno que permiten el afloramiento de los niveles más bajos de la serie estratigráfica (las margas y yesos del Keuper). Tanto la acción torrencial como la acción marina desmantelan los niveles superiores frágiles y exponen los inferiores plásticos. Estos últimos, sufren contracción vertical y subsidencia debido al peso de los materiales suprayacentes. La subsidencia produce una inclinación del contacto unidad frágil/unidad plástica hacia la "cara libre", actuando como una superficie de deslizamiento e induciendo una expansión lateral (Cruden y Varnes, 2006).

SITUACIÓN

Se han seleccionado cinco zonas de la Serra de Tramuntana donde son patentes los procesos de expansión lateral (Fig. 1). Estas zonas son (de SW-NE): 1) Estellencs, 2) Bàlitx, 3) Sa Costera, 4) Solleric y 5) Cala Bóquer. En las primeras cuatro zonas los materiales dúctiles corresponden al Keuper, mientras que en Cala Bóquer corresponden a las margas (turbiditas) del Mioceno medio. En todas las zonas analizadas, los materiales frágiles son las calizas jurásicas.

METODOLOGÍA

El trabajo realizado consiste básicamente en una cartografía geológica y geomorfológica de las zonas de estudio, con especial interés en los escarpes, tanto costeros como interiores, la geometría de las masas de calizas del Lías, la posición de los afloramientos del Keuper y la situación y nivel de incisión de los torrentes. Se han realizado perfiles geológicos perpendiculares a las vertientes en las 5 zonas de estudio. Asimismo, se han tomado medidas de la orientación de las grietas que afectan a las calizas jurásicas, con la finalidad de determinar si existe un patrón regional.

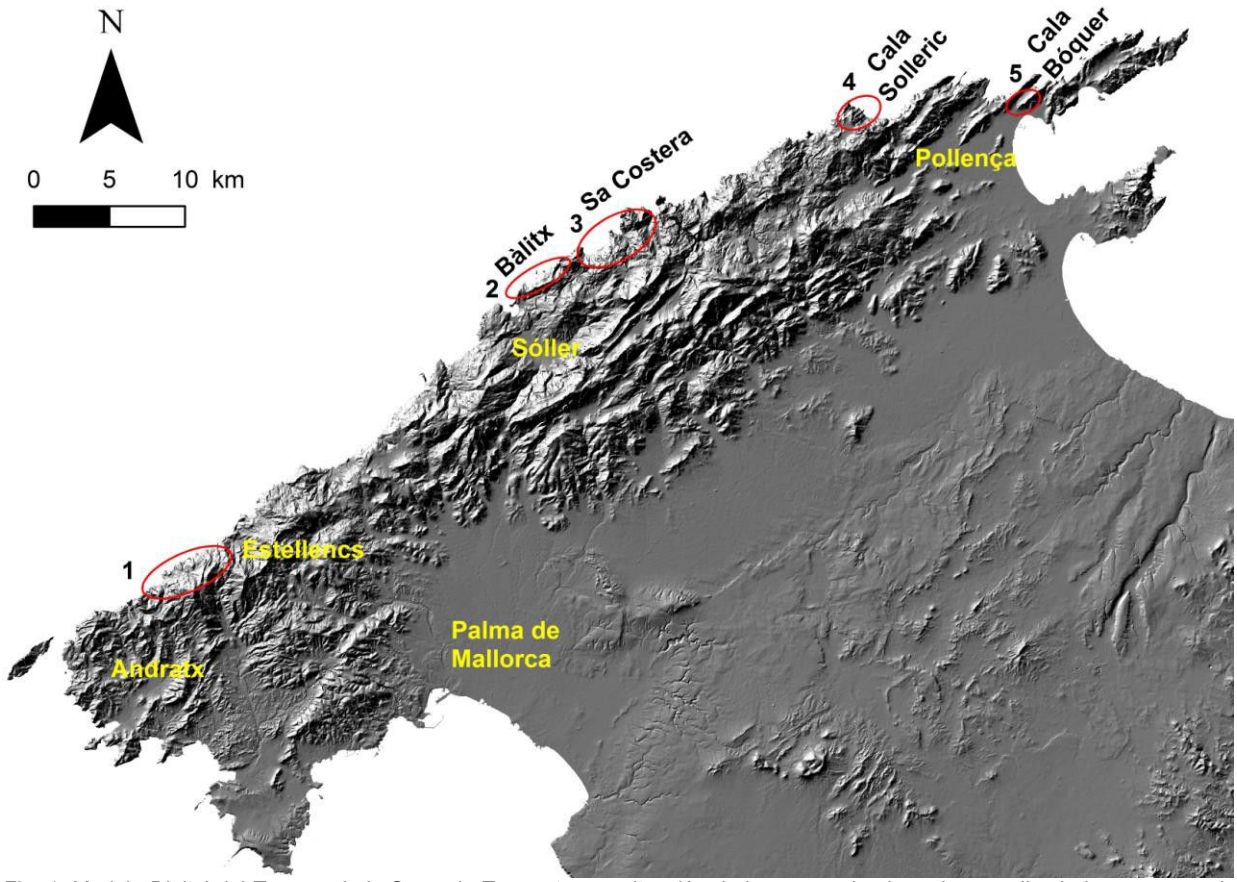


Fig. 1: Modelo Digital del Terreno de la Serra de Tramuntana y situación de las zonas donde se han analizado los procesos de expansión lateral.

MECANISMOS DE ROTURA

La reptación gravitacional es un movimiento lento, del orden de milímetros a centímetros por año, sin que deba existir necesariamente una superficie de ruptura continua, en el sentido de un plano de deslizamiento o fractura Radbruch (1978). Este tipo de movimiento en masa es capaz de generar brechas sin necesidad de rupturas repentinas Laznicka (1988). Un caso concreto de reptación gravitacional se da cuando existe una marcada diferencia de competencia entre dos masas rocosas, siendo la superior rígida respecto a una masa inferior más plástica, como el caso que nos ocupa. La reptación es en parte debida a la deformación producida por la unidad competente superior sobre las rocas blandas y, en parte, al movimiento producido por la componente gravitacional de la pendiente (Fig.2). La reptación se produce por el afloramiento, en alguna dirección, de los materiales inferiores. En nuestro estudio, la incisión de los torrentes y la erosión marina deja al descubierto los materiales blandos y plásticos del Keuper. De este modo, la reptación profunda genera una expansión lateral de los materiales plásticos, que es trasmitida a los materiales frágiles superiores.

Las calizas del Lías, más rígidas, pueden reptar sobre el horizonte dúctil. La reptación inferior provoca asimismo su extensión lateral mediante la apertura de las diaclasas existentes. Algunas de estas grietas aparecen rellenas de materiales coluviales mientras que otras se muestran nítidas, ya sea porque son más modernas o porque su relleno se haya vaciado por erosión con posterioridad. Otras grietas presentan "cierre" cuando un bloque se superpone ligeramente sobre otro. Esta superposición se asocia a una disolución en profundidad de los yesos del Keuper (Fig.2) que produce el basculamiento de un bloque sobre su adyacente.

Cabe resaltar que el límite Keuper-Lias corresponde también a un límite impermeable-permeable. Existen numerosas fuentes y surgencias en la franja costera que brotan en el contacto entre las arcillas y las calizas. Asimismo, ciertas brechas carbonatadas que afloran en la costa y en los valles de los valles de los torrentes, coinciden con el límite arcillas-calizas, lo que permite confirmar la relación existente entre el agua freática y la presencia de alteración.

ZONAS DE ESTUDIO

1.Estellencs

La ladera ofrece un claro predominio de las calizas y dolomías del Lías, con recubrimientos de depósitos coluviales cuaternarios. Las margas y yesos del Keuper afloran únicamente en la costa, en pequeños retazos del orden del centenar de metros cuadrados.

La vertiente presenta, según una dirección SE-NO (perpendicular a la costa), un escarpe morfológico principal (40º) donde aparecen las cotas más elevadas (700 m). Un segundo tramo con una pendiente de 22º, con depósitos coluviales en la zona más elevada. Más al NO, a cota 200 m, se halla un rellano denominado “Pla del Vicari”, donde se observa con gran claridad la fracturación de los materiales liásicos. Finalmente, la vertiente alcanza la costa configurando un acantilado de unos 30 m.

En el sector central de la ladera aparecen grandes bloques desgajados del escarpe principal, y ligeramente desplazados. Dan lugar a un relieve ruiniforme, con bloques en forma de aguja que sobresalen en la topografía (Fig. 3.1). En las zonas más alejadas del escarpe, hacia la costa, los materiales coluviales aparecen cementados y se encuentran muy fracturados, con grietas que pueden llegar a medir 50 m de longitud y un metro de anchura.

En la zona del Pla del Vicari aparecen grietas con una dirección preferente NO-SE (Fig. 2), perpendiculares a la costa y paralelas a la dirección del torrente de sa Clota, que limitan el rellano por el norte. Las grietas presentan longitudes decamétricas (algunas superan los 150 m), aberturas de orden métrico (1-3 m) y profundidades que pueden superar los 20 m. A medida que se desciende por la ladera, las grietas cambian de dirección, NE-SO, paralelas a la línea de costa, ya que es la erosión marina la inductora del movimiento.

La zona de estudio se encuentra segmentada en dirección NE-SO por los barrancos que conforman los torrentes. El torrente de sa Clota, al N, presenta un encajamiento del orden de 125 m, mientras que el torrente de ses Morisques, al sur, presenta una menor incisión, del orden de 60 m. El menor encajamiento del torrente de sa Clota respecto al de ses Morisques, y el hecho de que los niveles del Keuper afloren en el primero y no en el segundo, se relaciona con una mayor fragmentación de las calizas liásicas en la parte septentrional del Pla del Vicari y, consecuentemente, en una mayor actividad de la expansión lateral.

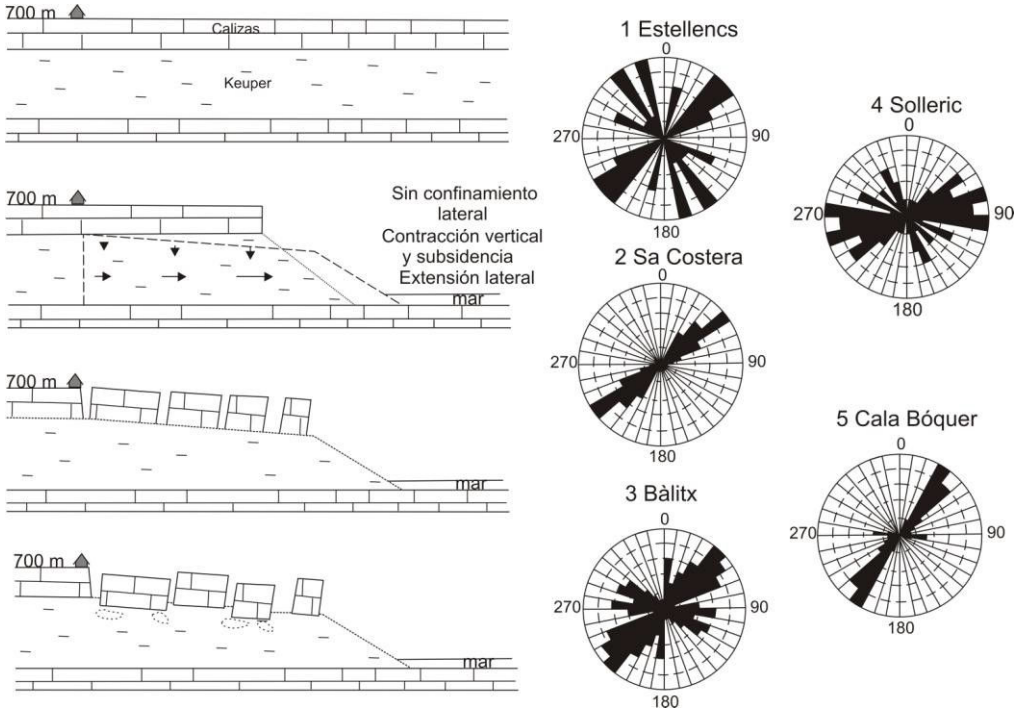


Fig. 2. Esquema conceptual (según Gutierrez et al., 2012, modificado) de la expansión lateral que se genera en la vertiente costera de la Serra de Tramuntana, por la disposición de potentes niveles de calizas sobre materiales dúctiles (generalmente las arcillas con yesos del Keuper). La erosión marina y/o torrencial es el motor de estos movimientos. A la derecha se representan los diagramas de rosas de las diaclasas cartografiadas en cada una de las 5 zonas analizadas.

2. Bàlitx

El escarpe del deslizamiento de Bàlitx (Mateos et al., 2012) presenta unas paredes verticales de hasta 260 m de altura, y está constituido por brechas dolomíticas del Lías. A lo largo del escarpe se observan numerosos bloques paralelepipédicos de roca despegados del escarpe principal y desplazados a lo largo de la ladera (Fig. 3.2). Estos bloques tienen alturas de hasta 100 m y volúmenes superiores a 60.000 m^3 y se han medido desplazamientos de hasta 70 m. En Bàlitx, la formación rocosa liásica descansa sobre los materiales blandos del Keuper, buzando la serie ligeramente hacia el mar. Las arcillas con yesos del Keuper se introducen entre las grietas, generando esfuerzos que contribuyen a la apertura de éstas. Así, las dolomías liásicas del escarpe se van fracturando, configurándose grandes bloques de roca que se desplazan lentamente hasta su desplome. La acumulación al pie del escarpe de estos bloques, da lugar a un depósito caótico de brechas heterométricas, en los niveles inferiores ya cementadas y espesores de hasta 65 m.

El conjunto de grietas que caracterizan la expansión lateral en Bàlitx presentan una dirección preferencial N30ºE, paralelas a la línea de costa (Fig. 2).

3. Sa Costera

Se trata de una zona con unas características geológicas y estructurales casi idénticas a las de Bàlitx. Se observan escarpes de deslizamiento con paredes verticales de 200 m. Asimismo se observan, paralelos al escarpe principal, bloques de roca despegados (Fig. 3.3), volcados y hundidos en la ladera. Los bloques desplazados tienen alturas de hasta 70 m y volúmenes de hasta 45.000 m^3.

En Sa Costera, las grietas presentan también una dirección paralela a la costa (NE-SO), ya que la erosión marina es el motor del movimiento (Fig. 2).

4. Solleric

La estructura geológica de Solleric corresponde a un cabalgamiento vergente al NO de una lámina superior (compuesta por las arcillas del Keuper y las calizas del Lías) sobre una lámina inferior de calizas liásicas. El conjunto presenta un buzamiento general de 25º hacia el SE. La estructura es cortada por el mar en una dirección ONO-ESE. En el tramo donde afloran mayoritariamente las arcillas del Keuper, se observan unas grietas que afectan un nivel superior de calizas jurásicas de unos 20 m de espesor. Las grietas tienen una orientación preferente E-O (Fig. 2), paralela a la dirección del torrente que tarviesa la zona.

5. Cala Bóquer

El valle de Cala Bóquer corresponde a un sinclinal de orientación NE-SO donde afloran las margas del Mioceno inferior en el fondo del valle, mientras que las vertientes adyacentes, más altas y abruptas, están conformadas por las calizas del Lías. En el flanco meridional, las calizas del Lías buzan unos 80º hacia el SE, y están invertidas. De esta forma, en profundidad y verticalmente, las calizas quedan soportadas por las margas del Mioceno inferior. En la vertiente se observan numerosos bloques de gran tamaño (> 100 m^3) desplazados hacia el NO sobre las margas. En la pared (casi vertical) que forman las calizas también se observa una "descamación" paralela a la estratificación, lo que delata un mecanismo de despegue y un movimiento incipiente hacia el NO, en la dirección donde el escarpe queda abierto (Fig. 3. 5).

Fig.3. Fotos de las distintas zonas seleccionadas de la vertiente costera de la Serra de Tramuntana donde son activos los procesos de expansión lateral: 1 Estellencs-Andratx, 2 Bàlitx, 3 Sa Costera, 4 Solleric, 5 Cala Bóquer. El paisaje de la costa es similar en todos ellos, grandes bloques de caliza con formas de aguja reptando por la ladera y un relieve ruiniforme intransitable

CONCLUSIONES

Los cinco casos presentados, todos ellos ubicados en la franja costera de la Serra de Tramuntana de Mallorca, constituyen ejemplos significativos de movimientos gravitacionales, donde se han identificado mecanismos de contracción vertical y subsidencia que dan lugar a reptación y expansión lateral. El contexto geológico y geográfico es favorable a la ocurrencia de tales procesos: desnivel suficiente y posición de una formación frágil y competente sobre un material plástico y soluble. La reptación del nivel inferior induce la expansión lateral del nivel superior, que se manifiesta mediante la formación de grietas y grandes bloques que reptan muy lentamente a lo largo de la ladera, dando lugar a un singular paisaje costero.

La erosión marina es el principal motor que inicia la la expansión lateral, como denota el patrón regional de grietas con direcciones paralelas a la línea de costa. Localmente, la incisión de la red de drenaje también puede ser el motor desencadenante de tales procesos.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el contexto del Proyecto Europeo LAMPRE, N. 312384, del 7º Programa Marco de la UE (FP7/2007-2013), así como del proyecto TOPOBÉTICA "Relieve y procesos activos relacionados con la evolución tectónica de la Cordillera Bético-Rifeña". CGL2011-2992 del VII Plan Nacional de Investigación Científica.

BIBLIOGRAFÍA

Cruden, D.M., Varnes, D.J. (1996). Landslide types and processes. En: Landslides. Investigation and mitigation. (A. K. Turner y R.L. Schuster, Eds.) Transportation Research Board Special Report 247. National Academy Press. Washington D.C., 36-75.

Gelabert, B. (1998). La estructura geológica de la mitad occidental de la isla de Mallorca. Colección Memorias. *IGME*. 129 pp.

Mateos, R.M., García- Moreno, I., Azañón, J.M., Rodríguez-Fernández, J., Roldán, F.J., Rodríguez-Peces, M.J. (2012). Procesos de expansión lateral en la franja costera de la Serra de Tramuntana (Mallorca). El caso de Bàlitx. *Geotemas*, 07, 13.

Radbruch, D. H. (1978). Gravitational creep of rock mases on slopes. En: Rockslides and avalanches, 1. Natural Phenomena. Developments in geotechnical engeineering Vol 14 A.Ed: B. Voight. Elsevier. 608-650.

Laznicka, P. (1988). Breccias and coarse fragmentites. Petrology, environments associations and ores. Elsevier, 832pp

Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., Rosell, J., Galve, J.P., Carbonell, D. (2012). Investigating gravitational grabens related to lateral spreading and evaporite dissolution subsidence by means of detailed mapping, trenching, and electrical resistivity tomography (Spanish Pyrenees). Lithospere, v. 4, p. 331-353.

RECENT TSUNAMI DEPOSITS ALONG THE MOROCCAN ATLANTIC COAST

N. Mhammdi [(1)], F. Medina [(2)]

(1) University Mohammed V, Institut Scientifique, Laboratoire de Physique du Globe, BP 703 Agdal, Rabat, Morocco nmhammdif@yahoo.com
(2) Moroccan Association of Geosciences, Rue Oued Dra, n°28, Apt 1, Rabat, Morocco; medinafida@yahoo.com

Resumen (Depositos recientes de tsunamis a lo largo de la costa atlántica de Marruecos): *Numerosos estudios conducidos recientemente por investigadores y equipos nacionales e internacionales a lo largo de la costa atlántica de Marruecos han podido poner en evidencia depósitos particulares de alta energía que pueden ser atribuidos en parte a tsunamis. Estos depósitos son de dos tipos: cantos desplazados sobre plataformas rocosas como en las regiones de Rabat o Larache, o niveles finos de arenas marinas intercaladas en sedimentos fluviales o de marismas, como en el ejemplo del bajo Lucus. Se demuestra que la energía necesaria para desplazar a los cantos es muy superior a la de las olas de tempestades, y que los niveles de arenas marinas están muy lejos de la desembocadura del rio Lucus, lo que implica que han sido aportados por olas de paleotsunamis.*

Key words: Gulf of Cadiz, high-energy deposits, Quaternary, tsunami hazard.
Palabras clave*: Golfo de Cadiz, depósitos de alta energia, Cuaternario, riesgo de tsunami.*

INTRODUCTION

The Gulf of Cadiz is a well-known seismogenic and tsunamigenic zone, to which are related catastrophic events such as the Lisbon earthquake and tsunami on 1st November 1755. Several studies along the coastal areas of Portugal, Spain and Morocco, which are the regions that are most exposed to the tsunami threat, have shown that the 1755 and older events (listed in Baptista and Miranda 2009; Lario et al., 2011, Maramai et al. 2014) were recorded along the coasts by either the displacement of large boulders (Scheffers and Kelletat 2005; Whelan and Kelletat 2005; Mhammdi et al. 2008; Medina et al. 2011) or the deposition of generally thin shelly sand levels within the generally finer marsh or lagoonal sediments (Dawson et al. 1995, Luque et al. 2001; Scheffers and Kelletat 2005; Kortekaas and Dawson 2007; Morales et al. 2008, 2011; Font et al. 2010, 2013; Rodriguez-Vidal et al. 2011; Costa et al. 2012; Cuven et al. 2013). Our presentation exposes a summary of the observations on possible tsunami deposits along the Moroccan Atlantic coast (Fig. 1).

LOCATION

Since the 2004 Indian Ocean tsunami, several researchers and research teams in Morocco have focused their observations on high energy deposits along the Atlantic coast (32°N-36°N), within national or international research programs. Up to date, several observations have led to interprete several levels and features as related to recent or older tsunamis. As for the Southwest-Iberian coast (Lario et al., 2011 and references therein), we distinguish two types: mega-boulders and thin sand levels intercalated within finer deposits.

MEGABOULDERS

Although the former geologists observed overturned boulders along the Moroccan coasts, they simply did not pay attention to their origin although they drew them in figures (e.g. Cabanás, 1955) or they interpreted them as related to storms (e.g. Gigout, 1957).

Megaboulders are widespread along the Rabat coast, and have also been observed at Larache, and recently at Walidia between El Jadida and Safi (Mellas, 2012). They are also probably present in other places as Asilah and Casablanca.

The main characteristics of the Rabat and Larache Megaboulders are (Medina et al., 2011):

(1) Genetically, the boulders belong to two or three sources located within the Pleistocene-Holocene formations of Rabat and Larache areas, but only from a single source at Harhoura.

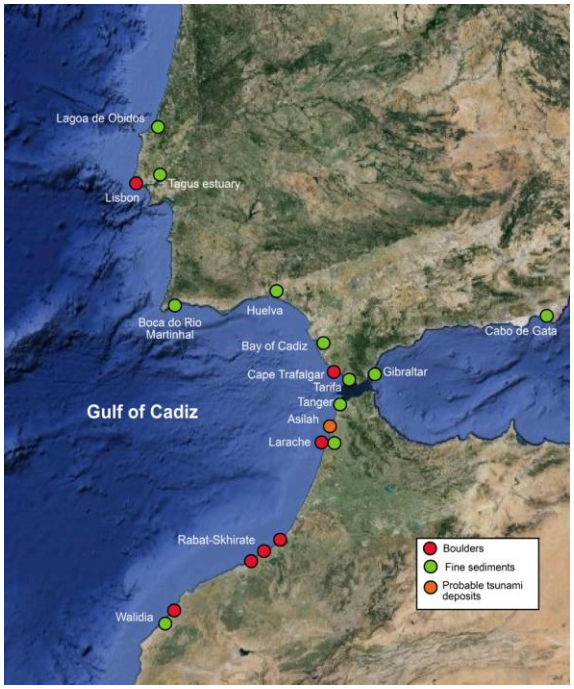


Fig. 1: Tsunami deposits recognized around the Gulf of Cadiz and the Western Mediterranean.

(2) In size, the boulders in Larache are generally small, thin and show a normal polarity, whereas those of Rabat are much larger and are often overturned. Maximum size parameters (*A, B, C*) observed in the Rabat area are 5.9×5.5×2.2 m at Val d'Or; 7×2.3×1.8 m at Harhoura; 10.4×6×3.5 m at CYM. Smaller boulders were observed at Larache, the máximum size being 3.9×2.2×1.4 m.

(3) The directions of inclination of imbricate boulders are variable at Rabat (N, NW and W), whereas they are constant in Larache (WNW).

(4) The blocks were displaced for distances up to 150 m in Rabat (Fig. 2), while the displacement of the Larache boulders was stopped by the MHW Cliff.

Fig. 2: Megaboulders scattered along the rocky platform of southern Rabat (CYM).

The use of the hydrodynamic equations established by Noormets et al. (2004) suggests that tsunami waves, with maximum amplitudes of 5-11 m in Rabat and 4.5 m in Larache, were responsible for the displacement of the largest boulders, whereas storms may have displaced the smaller ones. Although no datings were performed, some features such as the fresh basal contact and the bioerosion rate by littorinids point to a recent event, which we relate to the 1755 tsunami.

THIN SAND LEVELS

Thin marine sand levels intercalated within fluvial deposits were discovered in 2004 during the CARLA campaign (Trenteseaux et al., 2005) along the Loukkos estuary. Other levels were recently described from Tangier and Walidia (Mellas 2012).

Analysis of the CARLA-11 core drilled along the lower Loukkos valley near Larache (Mhammdi et al., 2015) shows a thin level of shelly sand at 465 to 482 cm depth, whose sedimentological features are those of a high-energy, presumably a tsunami deposit (Fig. 3).

The level can be subdivided into 3 subunits: Subunit 1 (6 cm) shows a sharp erosive base and comprises basal medium to coarse sands containing numerous marine shell fragments of bivalves, plant fragments and rip-up clasts of organic matter. Subunit 2 (7 cm) is a flame structure consisting of coarse sand containing a layer of organic matter and another one of greyish clay. Subunit 3 (4 cm) is similar to subunit 1 and consists of coarse sands containing numerous complete or broken shells of bivalves, plant fragments and dark organic matter.

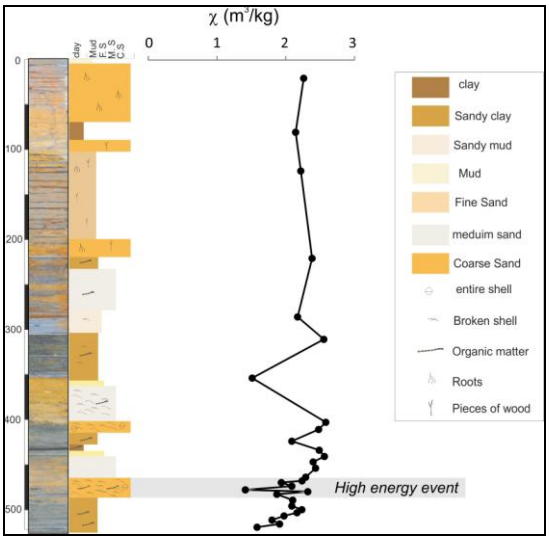


Fig. 3: Lithology and magnetic susceptibility of core CARLA-11 along the lower Loukkos valley.

The deposit is mostly composed of subangular to subrounded quartz grains derived from nearby Miocene sandstones. Benthic and planctonic foraminifera are common within the samples.

Magnetic susceptibility measurements show two major lows at ~350 cm, and especially at 477 cm within the high-energy deposit. Subunit 1 can be interpreted as the result of the first wave uprush of a tsunami, the fine mud level of subunit 2 capping subunit 1 can be interpreted as emplaced during a decantation phase, and subunit 2 probably corresponds to a second wave uprush, Subunit 3 might be interpreted as the result of the backwash (outflow phase).

Because radiometric datings from the shells collected in the cores are still being performed, we use the ages determined by Carmona and Ruiz (2009) from nearby sites, which correspond to the Bou Hanani terrace, located to the west of CARLA-11, and Core 5, located at a distance of 4 km south of CARLA-11. The Bou Hanani terrace outcropping shells yielded ages of 4,740 ± 40 Ma to 5,080 ± 40 Ma B.P. which clearly correspond to the Holocene maximum inundation. Core 5 yielded ages of 3,080 ± 50 Ma B.P. at 3.1 m depth and 2,470 ± 40 Ma B.P. at 3.5 m. As the studied level is located at more than 4.5 m depth, the age of the tsunami deposit can be between 5,000 and 3,000 Ma B.P., assuming a steady deposition rate, which is a rough approximation in fluvial settings. Within the recent Holocene palaeotsunami catalogue of SW Ibera (Lario et al., 2011), it could be tentatively correlated with events E5/6 or E5.

Instead, the shelly levels observed in Tangier and Walidia are close to the surface and may be related to the 1755 tsunami.

CONCLUSION

Several new observations show that deposits related to high-energy events are present along the Atlantic coast of Morocco and that they are most probably related to tsunamis, such as the 1755 and older ones. These consist of Megaboulders and marine sands intercalated in fluvial deposits and located as far as 14 km upstream from the river mouth. The next stage should be to build a more precise calendar of events similar to that established for SW Iberia, by dating each event and to compare the results to the events of the available tsunami catalogues.

Acknowledgements: The authors would like to express their deep gratitude to all the members of the CARLA campaign team, including researchers, students, technical personnel and drivers. The local authorities of Larache are also acknowledged for their support. This study was undertaken under the supervision of INQUA International Focus Group SHELVES: Rapid environmental changes and human activity impacting continental shelf systems. We finally thank the reviewer for his/her fruitful remarks and addings.

References

Baptista, M.A., Miranda, J.M. (2009). Revision of the Portuguese catalog of tsunamis. *Natural Hazards and Earth Systems Sciences*, 9, 25–42.

Cabanás, R. (1955). *Rasgos fisiográficos y geológicos del territorio del Lucus.* Instituto de Estudios Africanos, Consejo Superior de Investigaciones Cientificas, Madrid.

Carmona, P., Ruiz, J.M. (2009). Geomorphological evolution of the river Loukkos estuary around the Phoenician city of Lixus on the Atlantic littoral of Morocco. *Geoarcheology*, 24 (6), 821–845.

Costa, P.J.M., Leroy, S.A.G., Dinis, J.L., Dawson, A.G., Kortekaas, S. (2012). Recent high-energy marine events in the sediments of Lagoa de Obidos and Martinhal (Portugal): recognition, age and likely causes. *Natural Hazards and Earth Systems Science*, 12, 1367–1380.

Cuven, S., Paris, R., Falvard, S., Miot-Noirault, E., Benbakkar, M., Schneider, J.-L., Billy, I. (2013). High-resolution analysis of a tsunami deposit: case study from the 1755 Lisbon tsunami in southwestern Spain. *Marine Geology*, 337, 98–111.

Dawson, A.G., Hindson, R., Andrade, C., Freitas, C., Parish, R., Bateman, M. (1995). Tsunami sedimentation associated with the Lisbon earthquake of 1 November AD 1755: Boca do Rio, Algarve, Portugal. *The Holocene*,, 5, 2, 209–215.

Font, E., Nascimento, C., Omira, R., Baptista, M.A., Silva, P.F. (2010). Identification of tsunami-induced deposits using numerical modeling and rock magnetism techniques: a study case of the 1755 Lisbon tsunami in Algarve, Portugal. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 182, 187–198.

Font, E., Veiga-Pires, C., Pozo, M., Nave, S., Costas, S., Ruiz Muñoz, F., Abad, M., Simoes, N., Duarte, S., Rodriguez-Vidal, J. (2013). Benchmarks and sediment source(s) of the 1755 Lisbon tsunami deposit at Boca do Rio Estuary. *Marine Geology*, 343, 1–14.

Gigout, M. (1957). Recherches sur le Pliocène et le Quaternaire atlantiques marocains. *Travaux de l'Institut Scientifique Chérifien, Rabat*, série Géologie et Géographie Physique, 7.

Kortekaas, S., Dawson, A.G. (2007). Distinguishing tsunami and storm deposits: an example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology*, 200 (3-4), 208–221.

Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Silva, P.G., Bardaji, T., Cabero, A. Dabrio, C.J. (2011). Holocene palaeotsunami catalogue of SW Iberia. *Quaternary International,* 242, 196–200.

Luque, L., Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Silva, P.G. (2001). Tsunami deposits as paleoseismic indicators: examples of the Spanish coast. *Acta Geologica Hispanica*, 3 (3-4), 197–211.

Maramai, A., Brizuela, B., Graziani, L., 2014. The Euro-Mediterranean tsunami catalogue. *Annals of Geophysics*, 57 (4), 1-26.

Medina, F., Mhammdi, N., Chiguer, A., Akil, M., Jaaidi, E.B. (2011).. The Rabat and Larache boulder fields; new examples of high-energy deposits related to extreme waves in north-western Morocco. *Natural Hazards*, 59, 725-747.

Mellas, S. (2012). *Evaluation du risque tsunamique sur le littoral atlantique marocain*. PhD Thesis, Université Chouaib Doukkali, El Jadida, Morocco.

Mhammdi, N., Medina, F., Kelletat, D., Ahmamou, M., Aloussi, L. (2008). Large boulders along the Rabat coast (Morocco); possible emplacement by the November, 1st, 1755 A.D. tsunami. *Science of Tsunami Hazards*, 27 (1), 17-30.

Mhammdi, N., Medina, F., Trenteseaux, A., Font, E., Belkhayat, Z., Geawhari, M.-A. (2015). Sedimentary evidence of palaeo-tsunami deposits along the Loukkos estuary (Moroccan Atlantic coast). *Science of Tsunami Hazards*, 34 (2) (in press).

Morales, J.A., Borrego, J., San Miguel, E.G., Lopez-Gonzalez, N., Carro, B. (2008). Sedimentary record of recent tsunamis in the Huelva Estuary (southwestern Spain). *Quaternary Science Reviews*, 27, 734-746.

Morales, J.A., Gutérrez Mas, J.M., Borrego, J., Rodriguez-Ramirez, A. (2011). Sedimentary characteristics of the Holocene tsunamigenic deposits in the coastal systems of the Cadiz Gulf (Spain). *In: The tsunami threat – research and technology* (Mörner, N-A., Ed.), Intech, 237-258.

Noormets, R., Crook K.A.W., Felton E.A. (2004). Sedimentology of rocky shorelines: 3. Hydrodynamics of megaclast emplacement and transport on a shore platform, Oahu, Hawaii. *Sedimentary Geology*, 172, 41-65.

Rodriguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Abad, M., Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Finlayson, C., Finlayson, G., Fa, D., Rodriguez-Llanes, J.M., Bailey, G. (2011). The recorded evidence of AD 1755 Atlantic tsunami on the Gibraltar coast. *Journal of Iberian Geology*, 37 (2), 177–193.

Scheffers, A., Kelletat, D. (2005) Tsunami relics on the coastal landscape west of Lisbon, Portugal. *Science of Tsunami Hazards*, 23 (1), 3-15.

Trentesaux, A., Cirac, P., Mhammdi, N., Maazi, H., Malengros, D., De Resseguier, A. (2005). Comblement récent de l'oued Loukkos (nord du Maroc) à la limite estuaire-fleuve, *10ème Congrès des Sédimentologues Français*, Marseille, France, 7-16 octobre 2005.

Whelan, F., Kelletat, D. (2005). Boulder deposits on the southern Spanish Atlantic coast: possible evidence for the 1755 AD Lisbon tsunami. *Science of Tsunami Hazards*, 23 (3), 25–38.

Simposio: Métodos y herramientas para el análisis del relieve mediante técnicas aéreas y satélites

TÉCNICAS REMOTAS PARA EL ANÁLISIS MULTIESCALA Y MULTITEMPORAL DE FENÓMENOS SUPERFICIALES

F. Fernández Chacón[1,3], D. Notti[1,3], J.P. Galve [1], J. Vicente Pérez [1], J.M. Azañón [1], R.M. Mateos[2], F. Lamas-Fernández[3], O. Monserrat [4], F. J. Roldán[2], Jose Luis Pérez[5], Carlos M. Colomo[5], J.M Gómez-López[5]

(1) Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Campus Universitario Fuentenueva, 18071-Granada, España. e-mails: davidenotti@gmail.com, paquifchacon@ugr.es, jpgalve@gmail.com, jazanon@ugr.es, vperez@ugr.es
(2) Instituto Geológico y Minero de España. Urbanización Alcázar del Genil. Edificio Zulema, bajos. E.mail: rm.mateos@igme.es; fj.roldan@igme.es
(3) Departamento de Ingeniería Civil, ETSI Caminos y Puertos, Universidad de Granada, C/ Dr. Severo Ochoa s/n, 18001-Granada, España. e-mails: flamas@ugr.es
(4) Centre Tecnològic de Telecomunicacions de Catalunya (CTTC), Geomatics Division, Parc Mediterrani de la Tecnologia (PMT) - Building B4 - Av. Carl Friedrich Gauss 7 - 08860 - Castelldefels (España). e-mail: oriol.monserrat@cttc.cat
(5) Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría, Universidad de Jaén. Campus de las Lagunillas, Edif. A-3 - 23071 Jaén, España. e-mails: jlperez@ujaen.es, cmcj0002@red.ujaen.es, jmgl0003@red.ujaen.es

Abstract (Remote sensing techniques applied to multi-scale and multi-temporal geological process): *The development of remote sensing techniques in the last years allowed to monitoring large portion of territory with relatively low cost. Many geological and environmental processes may be mapped, monitored and controlled by several type of remote sensing techniques. Before planning a remote sensing campaign it is important to know what type of sensor is the most suitable for our goal. For this It is important to take in account the spatial resolution, the temporal pass, the processing of the raw data needed, the cost and the type of processing that the technique is able to monitoring. In this work are discussed different remote sensing techniques over an area of the Granada Province (Southern Spain) with a focus on a sector of mountainous road. The availability of large amount of remote sensing data (Unmanned Aerial Vehicle – UAV based and traditional photogrammetry , LIDAR, Terrestrial Laser Scanner – TLS and InSAR) allowed us to make some considerations about the pro and cons of each technique and the best techniques to apply to a determinate situation.*

Palabras clave: LIDAR, UAV, InSAR, Monitoreo
Key words*: LIDAR, UAV, InSAR, Photogrammetry, Monitoring*

INTRODUCCIÓN

Actualmente existe un gran número de técnicas y sensores que pueden ayudar a la detección y caracterización de procesos geológicos activos que implican movimientos superficiales tales como: deslizamientos, subsidencia, movimientos tectónicos, etc. Por ejemplo, la aplicación de métodos fotogramétricos de alta precisión, datos LIDAR y Escaneado Laser Terrestre (TLS) para la generación de MDTs muy detallados, permite cuantificar la velocidad de los movimientos en laderas y en taludes sin la necesidad de instalar instrumentación (Jaboyedoff et al., 2012; Tarolli et al., 2013). Las técnicas InSAR han permitido detectar, medir y estudiar muchas zonas donde se está produciendo subsidencia del terreno, proceso que era difícil de monitorizar (Tomas et al., 2014). Gracias a esta técnica en España ya se puede hacer un inventario de este tipo de procesos.

El inconveniente de estas nuevas tecnologías radica en que cada sensor tiene su propia característica en termino de resolución espacial, longitud de onda, resoluciones temporal, metodología para el procesado de datos brutos, coste específico, etc. Todas esta variables, junto a la amplia gama de sensores disponibles, hace que resulte complicado elegir la técnica más adecuada y rentable para monitorizar un determinado tipo de proceso. Además la correcta interpretación de los datos es siempre muy importante y complicada (Guzzetti et al., 2012). En este trabajo se han analizado las ventajas y

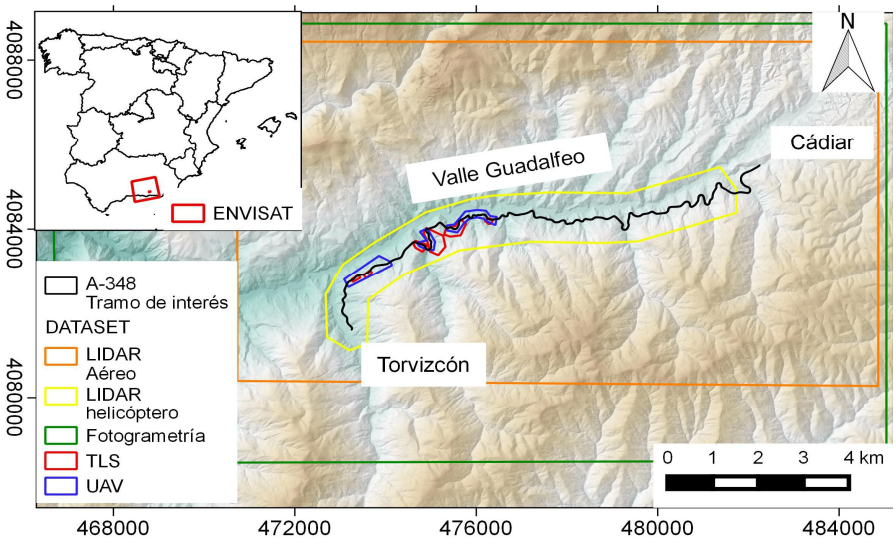


Fig. 1: Localización de la zona de estudio de la Alpujarra y cobertura de los varios métodos de teledetección. Es interesante notar come El dataset InSAR de Envisat cobre casi un 2 % de la superficie de España.

desventajas de utilizar las diferentes técnicas y sensores de teledetección, para el estudio de procesos geológicos activos a diferentes escalas: desde una escala regional, como puede ser el estudio de parte de la provincia de Granada con datos InSAR ENVISAT, hasta una escala decamétrica, como puede ser un talud de cualquier infraestructura lineal (monitoreado con TLS y UAV), en esta caso de la carretera A-348 Torvizcón -Cádiar en Alpujarra. Todos los datos de teledetección utilizados en este artículo han sido adquiridos en el ámbito de un Proyecto I+D+i sobre Riesgo Naturales en infraestructuras lineales de alta montaña, de la Agencia de Obras Públicas de la Junta de Andalucía.

METODOLOGÍA Y DATOS

Las principales características de cobertura, resolución espaciales, temporales, y de deformación para cada técnica están resumidas en la tabla 1. Por resoluciones de deformación (res. Def.) se entiende el umbral mínimo de movimientos que se puede medir en un cierto periodo de tiempo (m/año) o entre pre- y post- evento específico (sin un intervalo temporal fijo).

Metodología	Área Km^2	Res. Esp. (m)	Res. Def. (m/año)	Años de medidas
InSAR (Envisat)	10000	25	0.002 – 0.1 año	2003 -2009
Fotogrametría de media resolución	190	2	> 1 evento	2001; 2008; 2004 2010, 2013
LIDAR- Aéreo	114	1	> 0.25 evento	2008; 2010
LIDAR-Helicóptero	11	1	> 0. 1 evento	2014; 2015
Fotogrametría alta resolución UAV	1.5	0.1	> 0.01 evento	2014; 2015
TLS	1	0.05	> 0.005 evento	2014; 2015

Tabla 1: Comparación del área cubierta y de las resoluciones espaciales utilizadas.

Los productos analizados han sido los siguientes:
1) MDTs de súper-precisión (0.05 m) obtenidos de Terrestrial Laser Scanner (TLS) (año 2014) sobre algunos taludes de la carretera A-348. Para la realización de los trabajos con TLS se han utilizado los escáneres laser terrestres Optech-Ilris 3D y Leica C10, con equipos GNSS acoplados para la obtención de la posición en cada escaneo. Para este proyecto se han realizado un total de 27 escaneos de los taludes en el tramo Torvizcón-Cádiar.
2) MDTs fotogramétricos de super-alta resolución (0.1 m) obtenidos del procesado de foto aérea UAV. Para la realización del trabajo con UAV, se ha utilizado un vehículo aéreo no tripulado ligero facilitado por el grupo de investigación SFT de la Universidad de Jaén. El modelo utilizado ha sido un FALCON 8 de ASTEC provisto de GPS, sistema inercial (IMU) y 8 rotores, que permite una adecuada estabilización en el aire.
3) MDTs LIDAR de alta resolución (0.5 m) realizados con helicóptero en los meses de Abril de 2014 y Mayo de 2015.
4) MDTs LIDAR aéreo de vuelos previos realizados en los años 2008 y 2010 de 1 m de resolución.
5) MDTs fotogramétricos de media resolución (2 m) correspondientes a las campañas de 2013, 2010, 2008, 2004 y 2001, procedentes de la Universidad de Jaén, IECA e IGN.
6) Imágenes DInSAR y PSI. Se adquirieron 27 SAR del satélite Envisat (resoluciones 25 m) para el periodo comprendido entre 2003 y 2009. El dataset cubre una zona muy extensa y ha sido procesado en distinta subzona con técnicas diferentes: en áreas urbana (cuenca de Granada y urbanización de Marina del Este) con técnicas de tipo Persistent Scatterer (PSI Crosetto et al., 2011); en la zona de la Alpujarra se interpretaron visualmente interferogramas de simples parejas de imágenes.

INTERPRETACIÓN Y RESULTADOS

A continuación se presentan los principales resultados obtenidos por cada técnica

1 - MDTs de súper-precisión
1a. Escaneado Laser Terrestre (TLS). La ventaja de los datos procedentes del sistema TLS, es que han sido obtenidos por observación directa de la escena y, por tanto, han podido penetrar en la vegetación, obteniendo información del terreno existente detrás de ésta. Esto ha supuesto una ventaja importante ya que permite representar fielmente la superficie del terreno y así detectar y controlar los cambios en la geometría de los taludes a causa de los deslizamientos. También ha permitido evaluar el volumen de los mismos. El inconveniente de esta técnica es que no se puede aplicar a lo largo de todo un tramo de carretera por su alto coste en tiempo y dinero, y porque se necesita la utilización de buenos puntos de observación para el escaneo de la zona de interés.

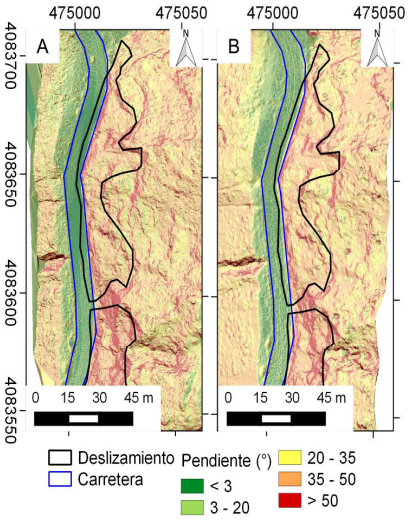


Fig. 2: Carretera A-348 km 37+400. Modelos de pendientes y relieve sombreado derivados de MDT: A) Láser Escanner Terrestre; B) Fotogramétrico de alta resolución de UAV.

1b. Fotogrametría desde plataforma UAV. El análisis de alta precisión mediante esta técnica toma como información de entrada los modelos de alta resolución (0.1 m). El UAV puede volar hasta 120 m de altura, según la normativa española, y por su autonomía, puede cubrir áreas pequeñas de varios centenares de metros desde el punto de despegue. En la figura 2 se comparan los modelos de pendiente derivados de los MDTs TLS (fig. 2 A) y UAV (fig 2 B). Se puede observar una precisión similar para ambas técnicas pero el TLS ofrece mejor resolución sobretodo en los taludes de alta pendiente.

2 - MDTs de alta resolución

2a. LIDAR (plataforma Helicóptero). Los LIDAR de plataforma de helicóptero realizados en 2014 y 2015 cubrieron un área de 11 km^2 distribuidos a lo largo de la carretera. Como resultado se han obtenido MDTs de alta resolución y se han detectado movimientos de taludes con precisión decimétrica.

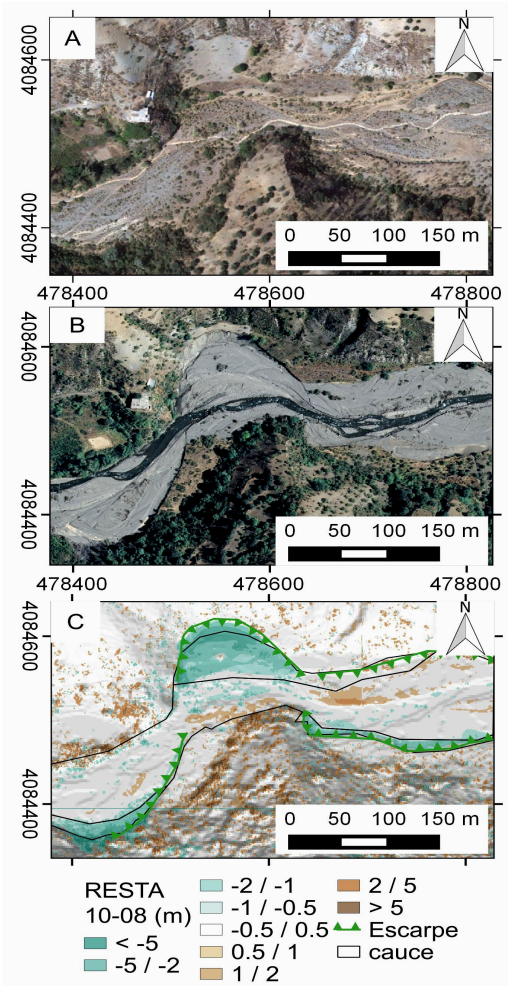


Fig. 3: Modificación del cauce del Río Guadalfeo tras las inundaciones ocurridas en el invierno 2009-2010: Fotos aéreas de 2008 (A) y 2010 (B); (C) resta de los modelos MDT – LIDAR de 2008 y 2010.

2b. LIDAR plataforma aéreo. Para el estudio de taludes y deslizamientos próximos a la carretera, la resta de los MDTs de 2010 – 2008 han permitido calcular volúmenes y delimitar con detalle las zonas de erosión y de depósito (fig. 4 B). Esta información ha sido esencial a la hora de caracterizar los movimientos de ladera, con el fin de pronosticar el comportamiento de las laderas y taludes en el futuro. La misma resta ha permitido evaluar la erosión en el cauce del río Guadalfeo tras la inundaciones del invierno de 2009-2010 (Fig. 3).

3 - MDTs Fotogramétricos de media resolución

Los MDE resultantes de los vuelos fotogramétricos históricos, aunque presentan las peores resoluciones y el resultado final está condicionado por la cubierta vegetal del terreno, ofrecen un dato esencial a la hora de realizar análisis temporales. Éstos son la base para elaborar análisis de la evolución del área de estudio en conjunto. Se ha comprobado también como estos datos son importantes para realizar análisis de susceptibilidad y peligrosidad de deslizamientos, sirviendo a su vez como base para la realización de cualquier *back-analysis*. Además, las imágenes ópticas históricas son fundamentales para la reconstrucción de la evolución histórica del uso del suelo y para estudiar la evolución del cauce de los ríos (Fig. 3 A Y Fig. 3 B).

4 -Técnicas InSAR

4a. DInSAR (Valle del Río Guadalfeo). A pesar de las limitaciones planteadas en la aplicación de este método para el análisis de la zona de estudio, los datos de ENVISAT han dado resultados interesantes. Cerca de Torvizcón se ha detectado un deslizamiento que afecta a la carretera (Fig. 4 A). Como consecuencias de la característica de los deslizamientos asociados a los taludes de infraestructuras lineales, (tamaño métrico a decamétrico con movimientos rápidos), la técnica no es adecuada para este tipo de procesos.

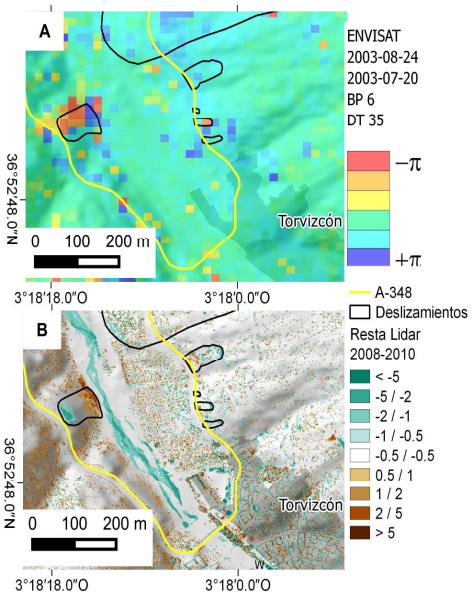


Fig. 4: Comparativa entre los datos DInSAR de ENVISAT de 2003 (A) y las resta MDT LIDAR 2008-2010 (B) cerca del pueblo de Torvizcón.

4b. PSI (Cuenca de Granada, Marina del Este). Los datos SAR ENVISAT sobre áreas urbanas,

donde la densidad de reflectores radar es lo suficientemente adecuada, se han podido procesar con técnicas de tipo PSI. Los resultados obtenidos han sido de gran interés, ya que se han detectado y/o confirmado zonas afectadas por subsidencia como la Vega de Granada (Fig. 5), la población de Otura, o el deslizamiento lento donde se asienta la urbanización de Marina del Este, (Almuñecar, Granada).

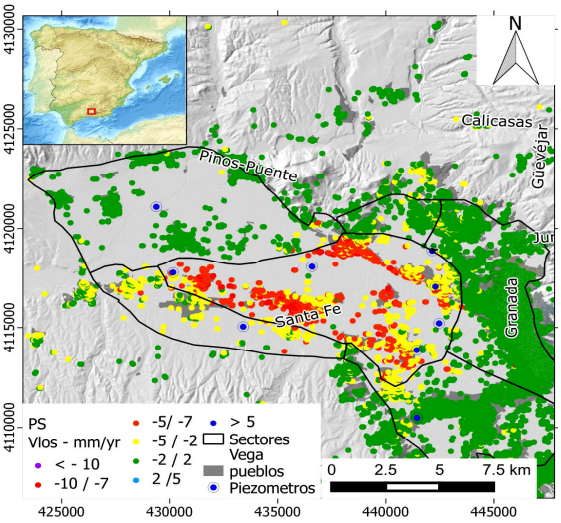


Fig 5: Datos PSI - ENVISAT (2003- 2009) sobre la cuenca de Granada que muestra una modesta subsidencia en la zona central.

Metodología	Productos	Aplicaciones
InSAR / PSI Satélite	Mapas Y Series temporales de deformación	Detecta movimientos muy lentos (< 0.1 m/año) como por ejemplo subisdencia y deslizamientos en áreas sin monitoreo previo.
Fotogrametría media resolución	Ortofoto y MDT	Detecta movimientos y cambios relacionados con eventos como deslizamientos, erosión inundaciones,.. Desde escala de cuenca media < 1000 km^2 (Fotogrametría) hasta área pequeña < 100 km^2 (LIDAR helicóptero).
LIDAR Aéreo	MDT	
LIDAR Helicóptero	MDT	
Fotogrametría alta resolución UAV	Ortofoto y MDTs	Análisis cinemático de taludes individuales, y áreas muy pequeñas (< 1 km^2), modelos 3D
TLS	MDT	

Tabla 2: Aplicabilidad de las técnicas utilizadas.

CONCLUSIONES

En este trabajo se han comparado diferentes técnicas de teledetección para estudiar procesos geológicos activos. Los resultados nos indican que se tiene 3 tipos de aproximaciones en las técnicas de teledetección:

1) La teledetección de super-precisión espacial TLS y vuelo UAV aunque precisa es muy costosa si se quiere cubrir un terreno amplio, pueden ser muy útiles para estudiar taludes o deslizamientos muy críticos, desde el punto de vista de la peligrosidad, ya que estos estudios precisan de modelos numéricos o cinemáticos muy detallados.
2) Los datos LIDAR de plataforma aérea y la Fotogrametría son los que mejor pueden garantizar la detección de la situación pre- y post- eventos. Por esto, es importante tener modelos de una zona previos a un evento, para que puedan ser usados como referencia. Los MDTs son también esenciales para la realización de modelos de susceptibilidad de de zonas afectadas por movimientos de ladera. El LIDAR aéreo realizado con helicóptero garantiza una mejor resolución sobre áreas pequeñas, gracias a sus capacidad de volar en zonas de orografía abrupta. La realización de MDTs a escala regional cada 5 años y de MDTs locales de "urgencia" en áreas afectadas por algún proceso geológico de particular gravedad, sería ideal para el estudio de muchos procesos relacionados con eventos extremos.
3) Los datos derivados por técnicas InSAR tienen otra filosofía de estudio: las imágenes cubren áreas muy grandes y tienen una serie temporal de medida bastante constante. Esto permite obtener información sobre procesos geológicos no detectados por otras técnicas. Por otro lado, si se pretende estudiar procesos geológicos muy localizados (como deslizamientos en taludes de infraestructuras lineales) las técnicas InSAR no son apropiadas.

Agradecimientos: Los autores quieren dar las gracias al Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) por el apoyo financiero a través del proyecto "G-GI3002/IDIG. NUEVAS METODOLOGÍAS PARA EL ANÁLISIS DE ESTABILIDAD DE TALUDES EN INFRAESTRUCTURAS LINEALES" del "Programa Operativo FEDER de Andalucía". También quieren dar las gracias a la Agencia de Obras Públicas de la Junta de Andalucía y a los investigadores.

Referencias bibliográficas

Crosetto, M., Monserrat, O., Cuevas, M. Crippa, B. (2011) Spaceborne *Differential SAR Interferometry: Data Analysis Tools for Deformation Measurement.* Remote Sens. 2011, 3, 305-318.

Guzzetti, F., Mondini, A. C., Cardinali, M., Fiorucci, F., Santangelo, M., Chang, K. T. (2012). *Landslide inventory maps: New tools for an old problem.* Earth-Science Reviews, 112(1), 42-66.

Jaboyedoff, M., Oppikofer, T., Abellán, A., Derron, M. H., Loye, A., Metzger, R., and Pedrazzini, A. (2012). *Use of LIDAR in landslide investigations: a review.* Natural hazards, 61(1), 5-28.

Tarolli, P., Calligaro, S., Cazorzi, F., Dalla Fontana, G. (2013). *Recognition of surface flow processes influenced by roads and trails in mountain areas using high-resolution topography.* Eur. J. Remote Sens, 46, 176-197.

Tomás, R., Romero, R., Mulas, J., Marturià, J. J., Mallorquí, J. J., López-Sánchez, J. M., Blanco, P. (2014). *Radar interferometry techniques for the study of ground subsidence phenomena: a review of practical issues through cases in Spain.* Environmental earth sciences, 71(1), 163-181.

MONITORIZACIÓN DE EXPANSIÓN LATERAL CON TÉCNICAS DInSAR EN LA COSTA NORTE DE MALLORCA

I.García-Moreno [(1)], R.M. Mateos [(1)], B. Gelabert [(2)], G. Herrera [(1)], E. Palmer[(1)]

(1) Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. inmaculada.garcia@igme.es; rm.mateos@igme.es; g.herrera@igme.es; e.palmer@igme.es
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de las Islas Baleares. bernadi.gelabert@uib.es

Abstract (DInSAR lateral spreading monitoring in the northern coastal fringe of Mallorca): *The Tramuntana range (Mallorca) is characterized by an intense slope dynamics with frequent mass- movements of all categories. Stratigraphy and tectonics determine numerous outcroppings of thick limestones overlying the softer materials from Keuper facies, with a lateral strength loosening caused by sea and stream erosion. These circumstances lead the triggering of block spreading, an extremely slow movement, very frequent along the northern coastal fringe of the island, where large rock-strips moving along the slope can be shown. The present work focus on a specific area, located between the municipalities of Andratx and Estellencs, where lateral spreading takes place. Geological and geomorphological mapping have been carried out as well as a detailed analysis of cracks, in order to identify, characterize and mark the process of. In a second stage, monitoring by applying DInSAR techniques has been carried out. ALOS PALSAR (L band) imagery has been exploited for the period spanning January 2007- May 2010. Results confirm very slow- extremely slow movements with velocity ranges (Vslope) below 3 cm/yr.*

Palabras clave: Expansión lateral, monitorización DInSAR, Mallorca
Key words*: Lateral spreading, DInSAR monitoring, Mallorca*

INTRODUCCIÓN

La Serra de Tramuntana de Mallorca está formada por un sistema imbricado de cabalgamientos vergentes hacia el NO, cuyo nivel de despegue lo constituyen los materiales arcillosos evaporíticos del Triásico (Keuper). La sucesión de potentes niveles de calizas liásicas sobre los materiales blandos del Keuper es una constante en esta cadena montañosa. La vertiente costera se caracteriza por un relieve abrupto con el predominio de acantilados marinos. La presencia de fallas normales (de edad post-Mioceno medio), que hunden la zona marina con respecto a la Serra, junto con la erosión litoral, determinan el afloramiento de los niveles plásticos del Keuper en numerosos puntos del litoral. Adicionalmente, la red de torrentes que caracteriza la Tramuntana, con cursos cortos y enérgicos y perpendiculares a la línea de costa, condiciona también el afloramiento de los materiales del Keuper. Esta disposición estratigráfica y topográfica es la adecuada para que se produzcan procesos de expansión lateral de bloques por relajación lateral de esfuerzos. Los materiales del Keuper constituyen una unidad inferior plástica y parcialmente soluble, mientras que el Lías constituye una unidad superior frágil y karstificable. En el proceso, el material más competente superior se fractura en una serie de bloques que se deslizan, con un movimiento extremadamente lento, a lo largo de la pendiente. El litoral de la Tramuntana ofrece un amplio catálogo de zonas con expansión lateral, originando un peculiar relieve donde se observan grandes bloques de roca caliza desplazándose por las laderas, y cuyo desplome y acumulación da lugar a un depósito brechificado y caótico (Mateos et al., 2012). La detección y monitorización de deformaciones superficiales asociadas a movimientos del terreno se ha visto facilitada en las últimas décadas gracias al desarrollo de las técnicas de interferometría rádar diferencial (DInSAR), así como a la disponibilidad de imágenes SAR de diferentes satélites (Strozzi et al., 2013). Las técnicas DInSAR permiten medir desplazamientos con una precisión milimétrica y con una gran capacidad de cobertura espacial (Rosen et al., 2000). En el presente trabajo se muestran los resultados DInSAR obtenidos en una zona ubicada en el sector meridional de la Serra de Tramuntana de Mallorca, entre las localidades de Andratx y Estellencs, donde se han identificado procesos activos de expansión lateral. Las imágenes disponibles en banda L del satélite ALOS PALSAR han permitido cuantificar la deformación para un periodo de tiempo ligeramente superior a tres años (enero 2007 - mayo 2010), que coincide con un periodo anómalamente lluvioso en la región.

DESCRIPCIÓN DEL ÁREA ESTUDIO

La zona de estudio se localiza en la franja costera comprendida entre las localidades de Andratx y Estellencs, a unos cuatro kilómetros al SO de esta última población. Destaca el “Pla des Vicari”, un pequeño rellano limitado por el mar (al oeste), por el torrente de sa Clota (al norte), y el torrente de ses Morisques (al sur). Las calizas y dolomías del Lías constituyen el sustrato rocoso predominante en la vertiente, tapizados localmente por depósitos coluviales. Las margas y yesos del Keuper afloran en pequeños retazos a lo largo de la costa (Figs.1 y 2).
El mapa geomorfológico (Fig. 2) muestra, de SE-NO, un escarpe morfológico principal (con una pendiente de 40º) donde aparecen las cotas más elevadas (700 m). Aguas abajo, se identifica un relieve de menor pendiente (22º) con depósitos coluviales en cabecera. Hacia el NO, a cota 200 m, se localiza el rellano del “Pla des Vicari” donde se observa con mayor claridad la fracturación de los materiales liásicos y aparecen numerosas grietas (Fig. 3 A, B, C, D). Finalmente, la vertiente alcanza la costa de

forma abrupta, con un acantilado de unos 30 m de altura. Hacía el oeste del Pla des Vicari, existe otra zona con una peculiar toponimia "sa Rota Fonda" que hace alusión a las grietas que allí se localizan, con direcciones paralelas al Torrente del mismo nombre. En el sector central de la vertiente existen grandes bloques desgajados del escarpe principal que son reconocidos por formas de relieves ruiniformes (morfologías de aguja) (Fig. 1). Hacia la costa, los materiales coluviales más antiguos (Pleistoceno superior) aparecen cementados y se encuentran muy fracturados, con grietas que presentan aberturas que pueden llegar a medir 50 m de longitud y 1 m de anchura. La zona de estudio se encuentra segmentada por una serie de barrancos de dirección SE-NO. El torrente de sa Clota, al N, presenta un encajamiento del orden de los 125 m, mientras que los torrentes de ses Morisques y de sa Rota Fonda (al sur), presenta una menor incisión, del orden de los 60 m el primero.

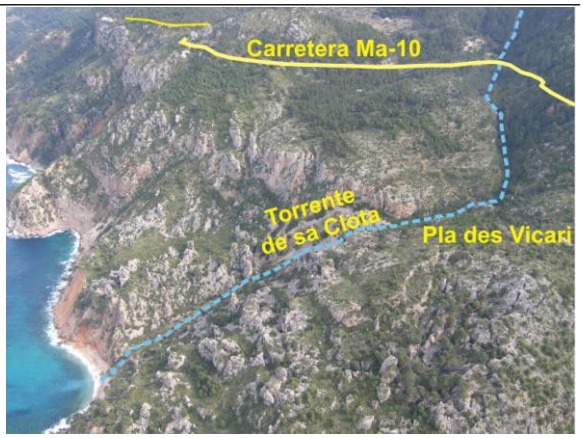


Fig. 1: Foto área de la zona de estudio. Se observa el Pla des Vicari limitado al norte por el torrente de sa Clota; así como la carretera Ma-10, la principal vía de comunicación de la región. Los sedimentos del Keuper afloran junto al mar, en pequeños retazos de color rojizo. Las calizas liásicas, altamente fracturadas, predominan en el paisaje.

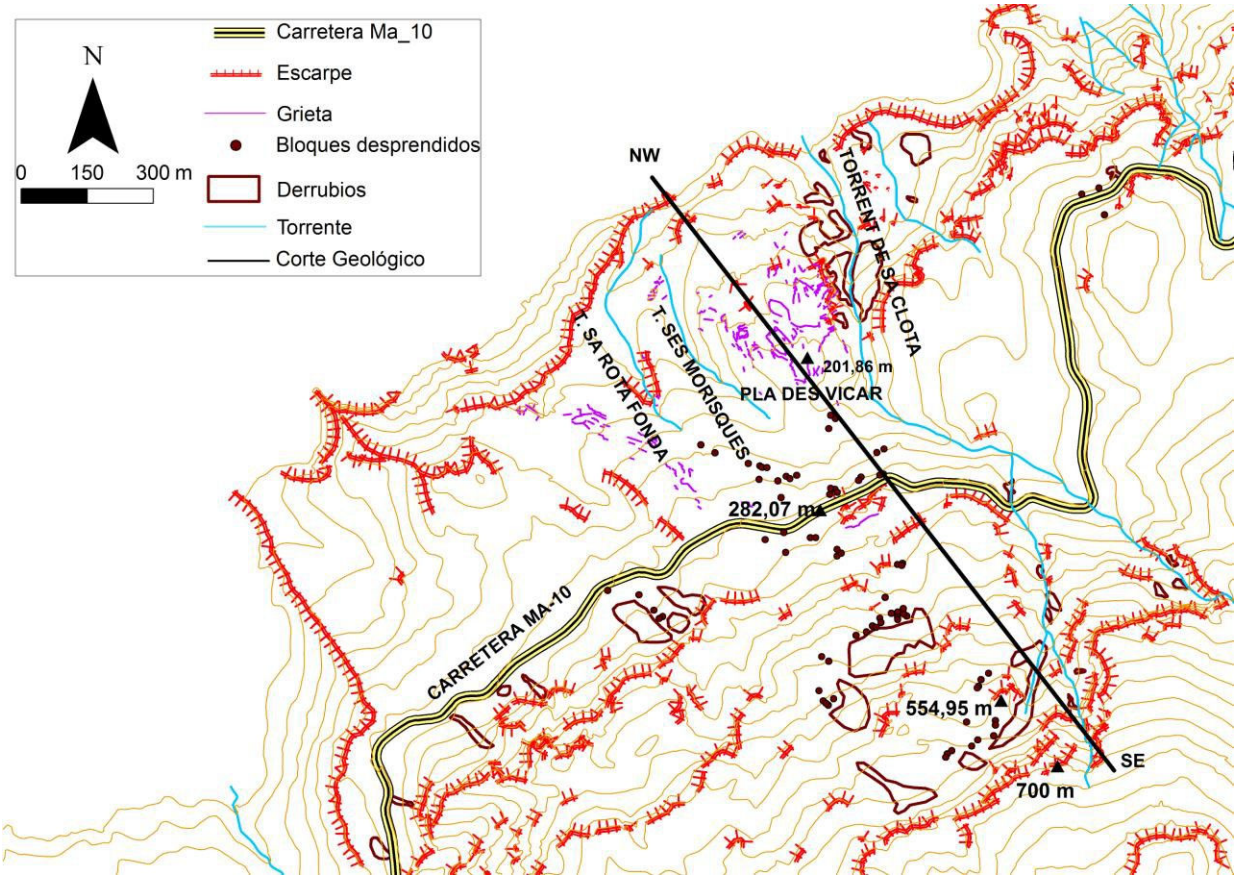


Fig. 2: Mapa geomorfológico de la zona de estudio, con la cartografía de grietas realizada y otros elementos significativos del relieve

EXPANSIÓN LATERAL

La disposición de los materiales en la ladera, junto con la topografía y la dinámica litoral/torrencial, determinan el desarrollo de procesos de expansión lateral activos en la zona de estudio, que acentúan a su vez los procesos kársticos tan característicos de esta región. La expansión lateral se manifiesta con la aparición de grandes grietas que fracturan las calizas liásicas, configurando un relieve intransitable, con desniveles topográficos escalonados, zonas hundidas (Fig. 3C) y volcadas, grandes bloques dispersos por la ladera etc. En la figura 4 se representa un corte geológico (SE-NO, ver localización en Fig. 2) que atraviesa la zona del Plà des Vicari. El macizo rocoso se fractura por el lento movimiento de los sedimentos del Keuper, desestabilizados por la erosión marina y/o torrencial. Las grietas son muy penetrativas, y ofrecen una dirección perpendicular al sentido del movimiento. La plasticidad de las arcillas del Keuper y la disolución de los yesos que contiene, determina la heterogeneidad de movimientos verticales en los bloques de calizas suprayacentes, muchos de ellos basculados. Con cierta frecuencia, los grandes bloques de calizas pueden a su vez fragmentarse

localmente, y dar lugar a desprendimientos rocosos, tal y como ocurrió en enero de 2010, ocasionando daños a la carretera Ma-10 (Fig. 3E).

Fig. 3: A) Grieta de 6 metros de apertura que limita dos bloques, hundido uno respecto al otro unos 8 metros, y donde se puede apreciar los desprendimientos que se producen de sus frentes. B) Bloques independizados del macizo a lo largo de la ladera que forman un paisaje ruiniforme. C) Graben en el Plà des Vicari D) Grietas con longitudes mayores de 150 metros paralelas a la dirección del torrente y perpendiculares a la costa. E). Desprendimiento de rocas producido el 15/01/2010, que afectó a la carretera Ma-10

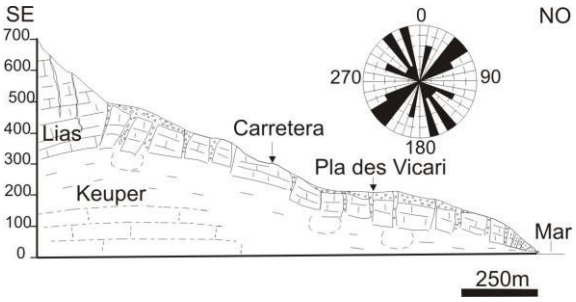


Fig.4. Corte geológico de la zona de estudio y diagrama de rosas de las grietas cartografiadas.

La cartografía de las grietas que aparecen en el Plà des Vicari (ver diagrama de rosas, Fig. 4) muestra dos direcciones preferentes:

NO-SE, perpendiculares a la costa y paralelas a la dirección del torrente de sa Clota, que limita el rellano por el norte. Las grietas presentan longitudes del orden de decenas de metros (algunas superan los 150 m) (Fig. 3 D), aberturas de orden métrico (1-6 m) y profundidades que pueden superar los 20 m. El mayor encajamiento del Torrente de sa Clota determina un mayor desarrollo de la expansión lateral hacia el NE, donde las grietas son más patentes.

N40º-50ºE, paralelas a la dirección de la costa. Son las responsables del escalonamiento de la ladera y la erosión marina induce el movimiento.

MONITORIZACIÓN DInSAR

Se procesaron 17 imágenes SAR adquiridas por el satélite ALOS PALSAR (banda L), desde enero de 2007 hasta mayo de 2010, que coinciden con un periodo húmedo (2008-2010) donde se registraron numerosos movimientos de ladera en la Tramuntana (Mateos et al., 2012). Con el fin de compensar la componente topográfica de la fase interferométrica se utilizó un DEM de resolución 25 m (IGN). Se obtuvieron 104 interferogramas con una resolución de píxel de 37m x 37 m.

El procesado del conjunto de imágenes SAR, y la selección de aquellos píxeles en los que se va a estimar la deformación, se realizó mediante el análisis de la amplitud (SPN). Este método selecciona los píxeles del conjunto de imágenes SAR en los que la señal radar rebota de una forma estable a lo largo del periodo de observación (Arnaud et al., 2003, Duro et al., 2004). Al final del proceso se obtienen como principales resultados: La velocidad media de desplazamiento a lo largo de la línea de visión del satélite (LOS), y la evolución temporal de la deformación para cada píxel seleccionado, así como una serie de parámetros que permiten evaluar la calidad de los resultados obtenidos para cada píxel. Debido a la elevada pendiente de las laderas, a la órbita ascendente del satélite y a la orientación hacia el NO de la vertiente costera, ha sido necesario proyectar las velocidades LOS a lo largo de la dirección de máxima pendiente (Vslope), siguiendo los criterios establecidos por Colesanti y Wawosdi (2006) y Cascini et al. (2010). La proyección se ha realizado para los puntos que se encuentran situados en laderas con pendientes mayores de 5º (Bianchini et al., 2013).

RESULTADOS

En la Fig. 5 se muestran los resultados obtenidos con el procesado rádar. Se han representado los valores obtenidos de Vslope con flechas que indican la dirección del movimiento. Superponiendo los datos rádar con el mapa geomorfológico de la Fig. 2 se pueden apreciar velocidades inferiores a -16 mm/año en las zonas identificadas con grietas, lo que correspondería a movimiento muy lentos-extremadamente lentos (Cruden y Varnes, 1996). Los valores máximos detectados superan ligeramente los 3 cm/año y se localizan en la parte alta de la ladera, en la base de los principales escarpes, y donde se inicia la expansión lateral. Las flechas indican claramente el sentido del movimiento hacia los torrentes y, a medida que se desciende de cota, hacia el mar.

CONCLUSIONES

La disposición estratigráfica y tectónica de la Serra de Tramuntana de Mallorca, unido a la acción erosiva del mar y los torrentes, determina la aparición de procesos de expansión lateral en su franja costera; el escarpado litoral comprendido entre los municipios de Andratx y Estellences, ofrece un buen ejemplo de ello. Potentes masas de calizas liásicas descansan sobre los niveles plásticos del Keuper, con una ligera inclinación estratigráfica hacia la costa. La erosión marina/torrencial desmantela los materiales del Keuper, dando lugar al inicio de una reptación y expansión lateral que fragmenta los materiales frágiles del Lías. La expansión lateral se manifiesta en superficie con la apertura de grietas de gran longitud, apertura y profundidad, que favorecen la karstificación del macizo carbonatado. El paisaje ruiniforme que se origina es intransitable, con numerosos bloques volcados, zonas hundidas, escarpes y una topografía escalonada.

El procesado DInSAR de imágenes rádar obtenidas por ALOS PALSAR (banda L)durante el periodo

2007-2010, ha permitido cuantificar las tasas de movimiento. En la zona de mayor concentración de grietas se han obtenido valores Vslope inferiores a -16 mm/año, lo que corresponde a movimientos muy lentos- extremadamente lentos. Las tasas de velocidad mayores (hasta 3 cm/año) se localizan en la base de los principales escarpes de la zona, donde tiene lugar el despegue de los bloques de calizas.

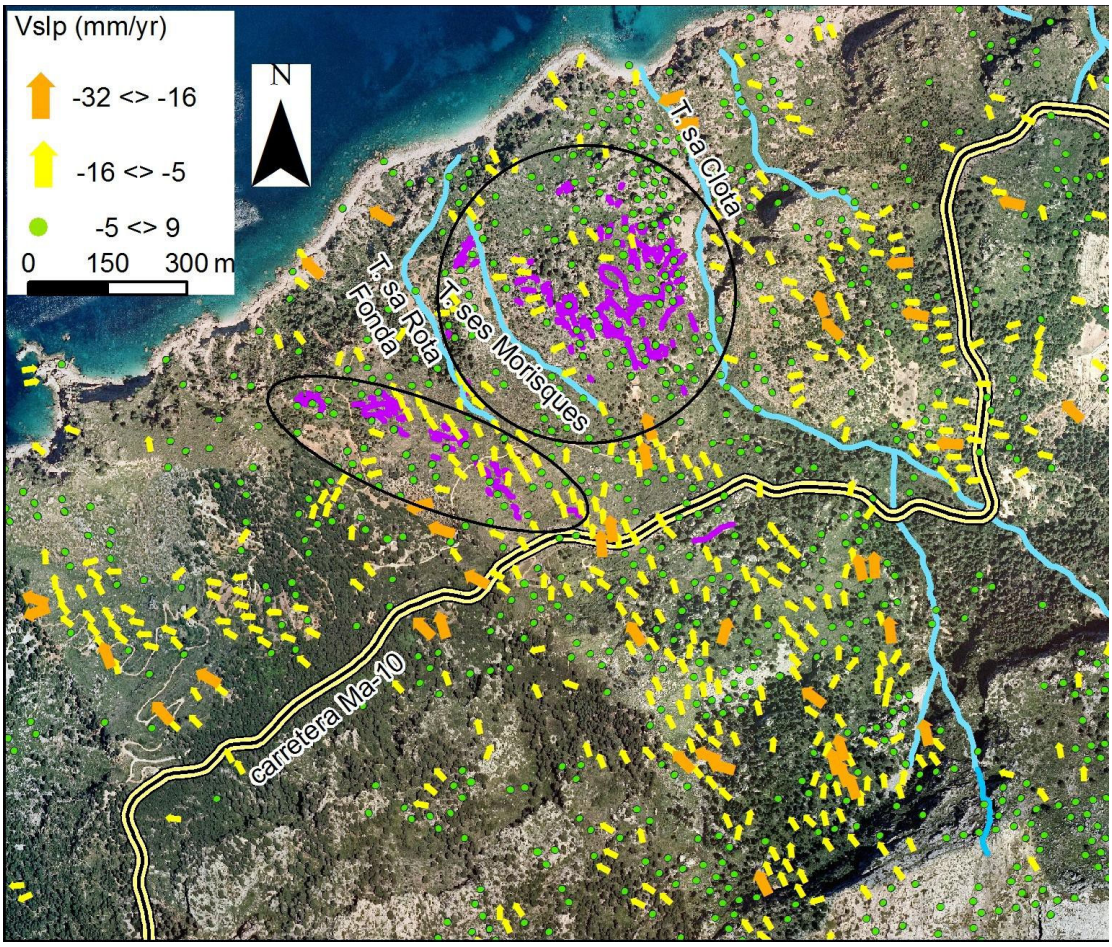


Fig. 5: Mapa de velocidades medias de deformación (Vslope) para el periodo comprendido entre enero de 2007 y mayo de 2010. Se representan las dos zonas principales donde se han identificado y cartografiado las grietas.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el contexto del Proyecto Europeo LAMPRE, N. 312384, del 7º Programa Marco de la UE (FP7/2007-2013), así como del proyecto TOPOBÉTICA "Relieve y procesos activos relacionados con la evolución tectónica de la Cordillera Bético-Rifeña". CGL2011-29920 del VII Plan Nacional de Investigación Científica.

Referencias bibliográficas

Arnaud, A., Adam, N., Hanssen, R., Inglada, J., Duro, J., Closa, J., Eineder, M (2003). ASAR ERS Interferometric Phase Coninuity. In Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), Tousouse, France, 21-25

Bianchini, S., Herrera, G., Mateos, R.M., Notti, D., Garcia, I.,Mora, O., Moretti, S. (2013). Landslide Activity Maps Generation by Means of Persistent Scatterer Interferometry. Remote Sensing, 5, 6198-6222

Casnini, L., Fornaro, G., Peduto, D. (2010). Advanced low- and full-resolution DInSAR map generation for slow-moving landslide analysis at different scales. Engineering Geology, 128, 31-43

Cruden, D.M. and Varnes, D.J. (1996). Landslide types and processes. In A.K. Turner y R.L. Schuster 8 Editores). Landslides. Investigation and mitigation. Transportation Research Board special Report 247. National Academ y Press. Washington D.C., 36-75

Colesanti, C. and Wasowski, J. (2006). Investigating landslide with spaceborne synthetic aperture radar (SAR) interferometry. Engineering Geology, 88, 173-199

Duro, J., Closa, J,. Biesca, E., Crosetto, M., Arnaud (2005), A. High Resolution Differential Interferometry Using Time Series of ERS and ENVISAT SAR Data. In Proceedings of 6th Geomatic Week Conference, Barcelona, Spain, 8-11

Mateos, R.M., García-Moreno, I., Azañón, J.M. (2012). Freeze-thaw cycles and rainfall as triggering factors of mass movements in a warm Mediterranean region: the case of the Tramuntana Range (Majorca, Spain). Landslides, 9:417-432

Mateos, R.M., García-Moreno, I., Azañón, J.M.,Rodríguez-Fernández, J., Roldán, F.J. y Rodríguez-Peces, M.J (2012). Procesos de expansión lateral en la franja costera de la Serra de Tramuntana (Mallorca). El caso de Bàlitx. Congreso Geológico Oviedo, 13, 435-438

Rosen, P.A., Hensley, S., Joughin, I.R., Li, F.K., Modsen, S.N., Rodríguez, E., et al (2000). Synthetic aperture radar interferometry proccedings of the IEEE.

Strozzi, T., Ambrosi, C., Raetzo, H (2013). Interpretation of aerial photographs and satellite SAR Interferometry for the inventory of landslides. Remote Sens, 5, 2554-2570

ANÁLISIS INSAR MULTITEMPORAL Y MULTISATELITAL DEL BORDE NE DE LA CUENCA DE GRANADA: ¿PUEDE EL INSAR DETECTAR MOVIMIENTOS TÉCTONICOS MODERADOS?

J. V. Pérez-Peña[1,2], J. P. Galve[1], O. Monserrat[3], D. Notti[1], J. M. Azañón[1,4], N. Devanthéry[3], F. Lamas-Fernández[5], F. Fernández-Chacón[1], F. J. Roldán-García[6], R. M. Mateos[6]

(1) Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Avd. Fuentenueva s/n, 18071-Granada. vperez@ugr.es
(2) Instituto Andaluz de Geofísica. Campus Universitario de Cartuja. Universidad de Granada.
(3) Centre Tecnològic de Telecomunicacions de Catalunya (CTTC), División de Geomatica.
(4) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Granada, España.
(5) Departamento de ingeniería de caminos. Universidad de Granada.
(6) Instituto Geológico Y Minero de España (IGME).

Abstract (Multi-temporal and multi-platform InSAR analysis in the NE border of the Granada basin: Can the InSAR detect slow-to-moderate tectonic movement?): *The ground deformation detectable by InSAR techniques are rarely related to tectonic movements with the exception of co-seismic interferograms of strong earthquakes. In some cases, movement related to fault creep was detected even at the limits of InSAR sensitivity. In this work the results of multi-temporal InSAR analysis derived from ENVISAT and Cosmo-SkyMed images processed with a Persistent Scatterers Interferometry (PSI) are presented. We describe a preliminary statistical analysis over the deformation velocity distribution measured by PS. The results show a differential movement between the eastern and western sectors of Granada fault (oriented N-S) in the order of 0.5 mm/yr (ENVISAT) and 0.8 mm/yr (Cosmo-SkyMed). Even if this is a preliminary analysis and the measured displacement are below the precision of the technique, they are in agreement with the tectonic setting described by the available literature. The advance in the PSI processing joined with new high spatial and temporal resolution satellite SAR images like the acquired by Sentinel-1A of the European Space Agency will allow the validation and improvement of these results.*

Palabras clave: InSAR, Tectónica, Cordillera Bética, levantamiento tectónico, hundimiento téctonico
Key words*: InSAR, tectonics, Betic range, uplift, subsidence*

INTRODUCCIÓN

Desde sus inicios, el radar interferométrico de apertura sintética (InSAR) ha estado ligado al análisis de la deformación producida por los movimientos tectónicos. Desde su primera utilización para medir los desplazamientos provocados por el terremoto de Landers (California, EEUU) de 1992 (Massonnet et al., 1993), ha sido un instrumento más en el estudio de la deformación asociada a los grandes terremotos. Además de esta aplicación, que ha ofrecido valiosos resultados, el InSAR también se ha comenzado a utilizar para observar procesos tectónicos que mueven y modelan lentamente la superficie terrestre. Así por ejemplo, esta técnica se utiliza en la actualidad en conjunto con otras técnicas geodésicas (p.ej. GPS o nivelación topográfica), para observar cómo se acomoda la deformación ocasionada por un gran terremoto (Chlieh et al., 2004), estimar la acumulación de esfuerzos que puede desencadenar futuros movimientos sísmicos (Cavalié et al., 2008) e identificar movimientos verticales asociados a la tectónica activa (Bürgmann et al., 2006; Hammond et al., 2012; Perrone et al., 2013). Además, esta tecnología sigue dando nuevos y sorprendentes resultados en el ámbito de la observación de la deformación cosísmica. El procesado de imágenes del satélite europeo Sentinel-1A tomadas sobre la zona afectada por el terremoto del Valle de Napa (California, EEUU) de 2014 ha dibujado perfectamente la falla responsable del movimiento sísmico al detectar con claridad el movimiento progresivo del terreno a lo largo de esa estructura (Elliot et al., 2015).

De acuerdo con los mapas de peligrosidad sísmica, el área que rodea la ciudad de Granada se encuentra entre las más sísmicas de la Península Ibérica, lo que refleja una actividad tectónica significativa dentro de nuestro contexto geográfico. Sin embargo, a escala global, la actividad tectónica de la región SE de España se ha definido entre baja y moderada. Los movimientos recientemente medidos mediante técnicas geodésicas señalan desplazamientos horizontales en esa región de ~4 mm/año (Mancilla et al., 2013) y se ha estimado que la tasa de levantamiento a largo plazo de Sierra Nevada podría rondar los 0,4 mm/año (Azañon et al., en prensa). Estos valores están muy lejos de los ~38 mm/año de desplazamiento lateral medidos en el límite transformante entre la Placa Pacífica y el bloque Sierra Nevada–Great Valley en California, EEUU (d'Alessio et al., 2005) donde se han podido detectar mediante InSAR levantamientos asociados a ese movimiento de ~1 mm/año (Bürgmann et al., 2006). Por tanto, parece poco probable que en zonas donde la tectónica no presenta tal actividad puedan identificarse desplazamientos en la vertical por debajo del mm/año. No obstante, recientemente se han desarrollado trabajos en Italia y EEUU en zonas de actividad tectónica más o menos similar a la del SE de España que han ofrecido resultados interesantes pero también discutibles (Massironi et al., 2009; Hammond et al., 2012; Perrone et al., 2013). Por otro lado, trabajos previos desarrollados en la zona de Granada donde se aplicaron técnicas basadas en InSAR ya estudiaron si la actividad tectónica era responsable de los desplazamientos que se habían detectado. Fernández et al. (2009) compararon la magnitud del movimiento de hasta 12 mm/año detectado en Otura, zona SE de la Cuenca de Granada, con desplazamientos verticales de fallas publicados en la literatura científica (~1−6 mm/año) concluyendo que la deformación observada no era tectónica y tenía relación con la extracción de agua subterránea. Sousa et al. (2014) intentaron

detectar sin éxito deformación tectónica en el mismo contexto integrando perfiles de nivelación con técnicas InSAR basadas en diversos procesados de imagenes SAR de los satélites ERS-1/2 y Envisat.

En este trabajo se presentan los datos de desplazamiento obtenidos a partir de imágenes radar de los satélites Envisat y CosmoSkymed que muestran patrones espaciales que probablemente pudieran estar relacionados con la tectónica activa de la zona donde se asienta la ciudad de Granada. Estos datos son discutidos ofreciendo los criterios a favor y en contra de la hipótesis de que el patrón que observamos esté relacionado con movimientos progresivos asociados a la dinámica interna de la tierra. El objetivo principal de esta contribución es propiciar el debate que surge a partir de los nuevos datos obtenidos mediante satélites de mayor resolución y precisión y diseñar soluciones para poder comprobar la hipótesis planteada.

ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se sitúa en el margen E de la Cuenca de Granada (Fig 1), allí donde han sido identificadas varias fallas con evidencias de actividad reciente (i.e. en los últimos centenares de años). Estas forman un conjunto de fallas normales de dirección principalmente NW-SE que han causado el hundimiento de varios bloques hacia el oeste provocando una topografía escalonada. Estas estructuras geológicas además atraviesan el área metropolitana de Granada, suponiendo un peligro importante para la población. Para el análisis e interpretación de los datos se han individualizado dos sectores tectónicos que incluyen las zonas situadas sobre el bloque de techo del principal sistema extensional NW-SE y las situadas en el bloque de muro respectivamente (Figs. 1 y 2).

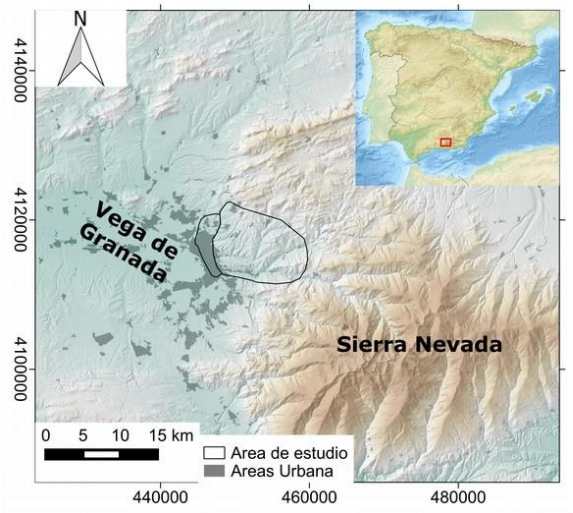


Fig. 1: Mapa de situación de la zona de estudio

METODOLOGÍA

Para este estudio se han procesado 25 imágenes SAR adquiridas en trayectoria ascendente (SN) por el satélite de la agencia espacial europea (ESA) y cubriendo el periodo 2003-2009 y, 20 imágenes SAR adquiridas en trayectoria descendente (NS) por el satélite de alta resolución de la agencia espacial italiana CosmoSkymed, adquiridas durante el periodo 2011-2014. El procesado de datos se ha realizado utilizando herramientas desarrolladas por el Centre Tecnològic de Telecomunicacions de Catalunya (CTTC). Concretamente, los resultados obtenidos a partir de imágenes Envisat se han procesado utilizando la aproximación a la técnica *Persistent Scatterer Interferometry* descrita en Crosetto et al. (2011) y los resultados derivados a partir de datos CosmoSkymed se han obtenido utilizando el procedimiento PSIG descrito en Devanthéry et al. (2014). La elección de una u otra técnica se ha basado en el tipo de sensor, el número de imágenes disponibles y la distribución temporal de estas.

RESULTADOS

El análisis InSAR llevado a cabo revela un patrón espacial de la deformación muy congruente con las estructuras geológicas existentes en la zona de estudio (Figs. 2 y 3). La distribución de los valores de desplazamiento a un lado y a otro de las fallas hace sospechar que existe una deformación relacionada con estas estructuras (Fig. 4). Los valores de desplazamiento diferencial se encuentran entre 0.5 y 0.8 mm/año para los datos de Envisat y CosmoSkymed, respectivamente

Muchos de los datos se sitúan dentro del rango de error de la técnica (± 2 mm/año). Sin embargo, la frecuencia de valores a un lado de la falla está desplazada hacia valores negativos (sector SW) y al otro lado hacia valores positivos (sector NE).

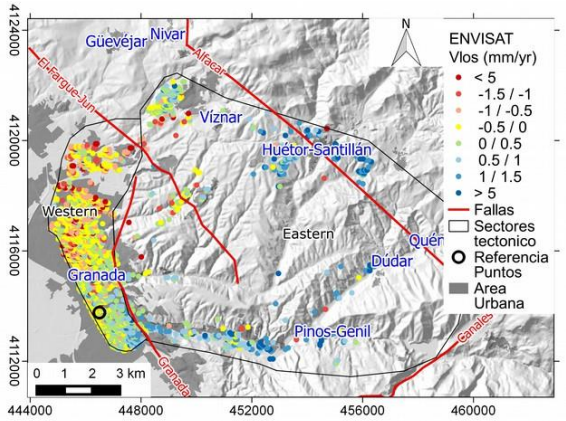


Fig. 2: Datos PS ENVISAT (2003-2009)

En la Fig 5 se puede observar un perfil W-E en él que se han proyectado los datos de los valores de desplazamiento obtenidos a partir de las imágenes CosmoSkymed para un área de influencia (*buffer*) de 100m. En este perfil es patente el cambio mencionado a un lado y otro de la falla de Granada.

DISCUSIÓN

Los datos obtenidos mediante el análisis de imágenes SAR muestran posibles indicios de un movimiento diferencial en el borde occidental de la Cuenca de Granada que podría estar relacionado con la tectónica activa de esa zona. Esta posibilidad ya se había explorado con anterioridad por otros autores (Fernández et al., 2009; Sousa et al., 2014, 2014) sin obtener resultados concluyentes. La novedad que ofrecen los datos de este estudio es que el patrón espacial de los desplazamientos observados se aprecia en dos mapas de velocidades InSAR obtenidos con datos adquiridos por sensores diferentes y en diferentes periodos de tiempo, es decir, dos fuentes de datos independientes. Esta nueva información vuelve a promover la idea de que podría ser posible observar movimientos tectónicos

en zonas de actividad media-baja. En contra se presenta el problema técnico de poder detectar movimientos tan pequeños (< 2 mm/año).

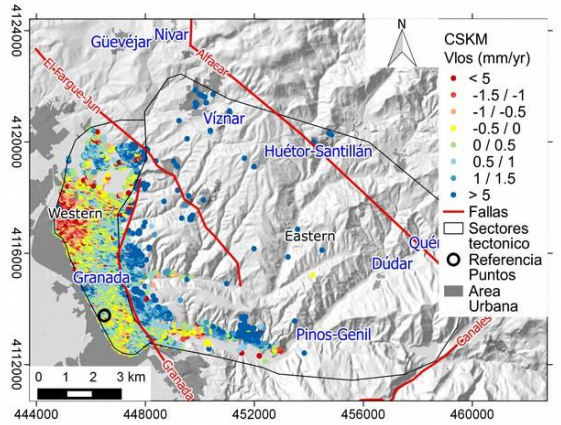


Fig. 3: Datos PS Cosmo SkyMed (2011-2014)

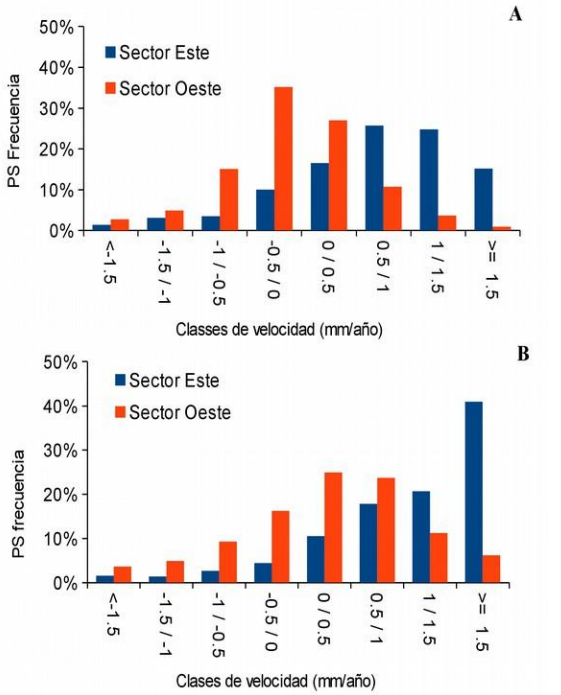


Fig. 4: Distribución de los PS ENVISAT (A) y Cosmo-SkyMed (B) en clase de velocidad por el sector Este Y Oeste

Tradicionalmente esta técnica se ha utilizado para detectar movimientos lentos asociados a grandes deslizamientos, subsidencia inducida por disolución o extracción de fluidos del subsuelo, o por compactación de sedimentos o rellenos antrópicos (Fernández et al., 2009; Bianchini et al., 2015; Bru et al., 2013). Este es el primer problema del análisis preliminar presentado en el que no se han excluido los puntos localizados sobre depósitos cuaternarios superficiales donde se pueden dar este tipo de fenómenos.

Por otro lado, incluso en los puntos situados sobre sustrato rocoso, los valores estimados pueden estar condicionados por la elección correcta de un punto de referencia totalmente estable, las correcciones topográficas o atmosféricas aplicadas durante el procesado o las variaciones estacionales debidas a procesos hidrológicos o atmosféricos. La mayor parte de los datos se encuentran dentro del rango de error debido a los efectos derivados de lo anteriormente citado con lo que solamente reduciendo este rango se podría llegar a resultados concluyentes. Una manera de conseguirlo será estableciendo un registro a largo plazo (p.ej. decadal) de medidas de movimiento vertical mediante diversas medidas geodésicas de precisión combinadas (p.ej. InSAR, GPS y nivelaciones topográficas).

Por último un aspecto también importante es la posible correlación topográfica con los resultados. Si bien los posibles efectos atmosféricos se podrían descartar, dado que se han analizado datos de dos sensores diferentes, el posible efecto topográfico debe de tenerse en cuenta. A pesar de haberse realizado la corrección topográfica para los datos, es posible ver una correlación directa entre valores positivos y altura. Estos valores positivos se localizan preferentemente en el bloque levantado del sistema de fallas normales de Granada, sugiriendo una posible distorsión debida a la topografía de los resultados (Fig. 5).

Por todo ello podemos concluir, que aunque los resultados obtenidos puedan resultar esperanzadores a la hora de estimar movimientos tectónicos lentos en la zona de estudio, se debe de tomar estos resultados preliminares con sumo cuidado. El rango de error considerado y el posible efecto topográfico hacen que no se puedan tomar estos datos como totalmente concluyentes. Sin embargo, la tendencia observada en los resultados y su correlación con las fallas activas de la zona es evidente. En este sentido, una monitorización a largo plazo y la utilización de datos obtenidos mediante otros métodos geodésicos de precisión como por ejemplo GPS y nivelaciones topográficas, serviría para concluir si los movimientos detectados pueden ser atribuibles a la tectónica.

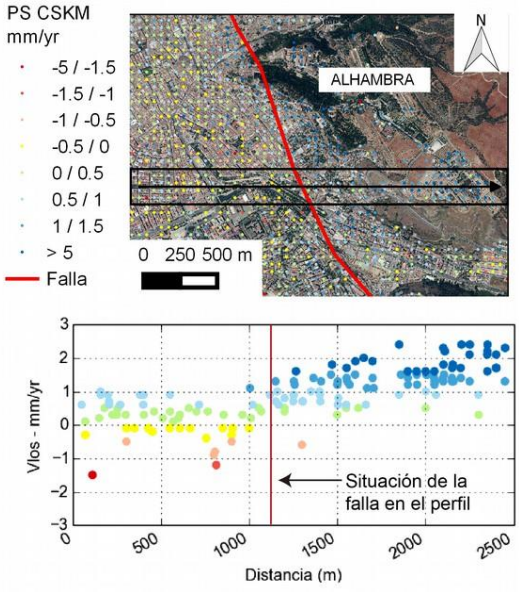


Fig.5: Perfil realizado con los datos PS CosmoSkymed.

Agradecimientos: Esta comunicación ha sido posible gracias a los proyectos CGL2011-29920, CTM2007-66179-C02-01/MAR del Ministerio de Ciencia e Innovación. El programa de becas "Juan de la Cierva" del ministerio financia a uno de los investigadores de este estudio.

Referencias bibliográficas

Azañón, J.M., Galve, J.P., Pérez-Peña, J.V., Giaconia, F, Carvajal, R., Booth-Rea, G., Jabaloy, A., Vazquez, M., Azor, A., Roldán, F.J. (2015). Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): is denudation keeping pace with uplift? *Tectonophysics*, En Prensa.

Bianchini S., Pratesi F., Nolesini T., Casagli N., (2015) Building Deformation Assessment by Means of Persistent Scatterer Interferometry Analysis on a Landslide-Affected Area: The Volterra (Italy) Case Study. *Remote Sensing*, 7, 4678-4701.

Bru G., Herrera G., Tomás R., Duro. J, De la Vega R., Mulas J. (2013). Control of deformation of buildings affected by subsidence using persistent scatterer interferometry. *Structure and Infrastructure Engineering*, 9, 188-200.

Bürgmann, R., Hilley, G., Ferretti, A., Novali, F. (2006). Resolving vertical tectonics in the San Francisco Bay Area from permanent scatterer InSAR and GPS analysis. *Geology*, 34, 221–224.

Cavalié, O., Lasserre, C., Doin, M.-P., Peltzer, G., Sun, J., Xu, X., Shen, Z.-K. (2008). Measurement of interseismic strain across the Haiyuan fault (Gansu, China), by InSAR. *Earth and Planetary Science Letters*, 275, 246–257.

Chlieh, M., De Chabalier, J.B., Ruegg, J.C., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J., Feigl, K.L. (2004). Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophysics Journal International*, 158, 695–711.

Crosetto, M., Monserrat, O., Cuevas, M., Crippa, B. (2011). Spaceborne differential SAR interferometry: Data analysis tools for deformation measurement. *Remote Sensing*, 3, 305-318.

d'Alessio, M.A., Johansen, I.A., Burgmann, R., Schmidt, D.A., Murray, M.H. (2005). Slicing up the San Francisco Bay area: Block kinematics and fault slip rates from GPS-derived surface velocities. *Journal of Geophysical Research*, 110, B06403.

Devanthéry, N., Crosetto, M., Monserrat, O., Cuevas-González, M., Crippa, B. (2014). An Approach to Persistent Scatterer Interferometry. *Remote Sensing*, 6, 6662-6679.

Elliott, J. R., A. J. Elliott, A. Hooper, Y. Larsen, P. Marinkovic, and T. J. Wright (2015), Earthquake monitoring gets boost from new satellite, *Eos*, 96.

Fernández, P., Irigaray, C., Jimenez, J., El Hamdouni, R., Crosetto, M., Monserrat, O., Chacon, J. (2009). First delimitation of areas affected by ground deformations in the Guadalfeo River Valley and Granada metropolitan area (Spain) using the DInSAR technique. *Engineering Geololgy*, 105, 84–101.

Hammond, W.C., Blewitt, G., Li, Z., Plag, H.P., Kreemer, C. (2012). Contemporary uplift of the Sierra Nevada, western United States, from GPS and inSAR measurements. *Geology*, 40, 667–670.

Mancilla, F., Stich, D., Berrocoso, M., Martín, R., Morales, J., Fernández-Ros, A., Páez, R., Pérez-Peña, A. (2013). Delamination in the Betic Range: Deep structure, seismicity, and GPS motion. *Geology,* 41, 307-310.

Massironi, M., Zampieri, D., Bianchi, M., Schiavo, A., Franceschini, A. (2009). Use of PSInSAR data to infer active tectonics: Clues on the differential uplift across the Giudicarie belt (Central-Eastern Alps, Italy). *Tectonophysics*, 476, 297-303.

Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K., Rabaute, T. (1993). The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, 364, 138–142.

Perrone, G., Morelli, M., Piana, F., Fioraso, G., Nicolò, G., Mallen, L., Cadoppi, P., Balestro, G., Tallone, S. (2013). Current tectonic activity and differential uplift along the Cottian Alps/Po Plain boundary (NW Italy) as derived by PS-InSAR data. *Journal of Geodynamics*, 66, 65–78.

Sousa, J.J., Ruiz, A.M., Hooper, A.J., Hanssen, R.F., Perski, Z., Bastos, L.C., Gil, A.J., Galindo-Zaldívar, J., Galdeano, C.S. de, Alfaro, P., Garrido, M.S., Armenteros, J.A., Giménez, E., Avilés, M. (2014). Multi-temporal InSAR for Deformation Monitoring of the Granada and Padul Faults and the Surrounding Area (Betic Cordillera, Southern Spain). *Procedia Technololgy*, 16, 886–896.

CONTROL DE DEFORMACIONES DEL TERRENO MEDIANTE LIDAR ÁEREO Y UAV. EL CASO DEL DESLIZAMIENTO DE DIEZMA (GRANADA, ESPAÑA).

J.M. Azañón [(1)], R.M. Mateos, [(2)], A. Abellán [(3)], J.L. Pérez [(4)], J.P. Galve [(1)], J. V. Pérez-Peña [(1)], F.J. Roldán [(2)],C. Colomo [(4)], J.M. Gómez-López [(4)], D. Notti [(1)],F. Fernández-Chacón [(1)]

(1) Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Avd. Fuentenueva s/n, Granada-18071, España. jazanon@ugr.es, vperez@ugr.es, jpgalve@ugr.es, davidenotti@gmail.com, paquifchacon@ugr.es
(2) Instituto Geológico y Minero de España. Unidad de IGME de Granada, Urb. Alcázar del Genil, 4-Edif. Bajo, 18006-Granada, España. rm.mateos@igme.es, fj.roldan@igme.es
(3) Risk analysis Group, Institute of Earth Sciences, Faculty of Geosciences and Environment, University of Lausanne, Switzerland. antonio.abellan@3D-landslide.com
(4) Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría. Universidad de Jaén, Campus de las Lagunillas, s/n. Edif. A3, 23071 Jaén. jlperez@ujaen.es, ccolomo@ujaen.es, jmgomezlopez@ujaen.es

Abstract (Control of ground deformations through LiDAR and UAV. The Diezma landslide case study): *In March 2001, a complex landslide cut off the main connecting road in SE Spain (A-92 motorway). This landslide, well known as the Diezma landslide, has been intensively analyzed in the last 15 years. During the 2005-2014 period, the ground deformation and landslide activity was monitored by means of extensometers, inclinometers and piezometers together with several aerial LIDAR campaigns. Thus, a series of high resolution DTMs were generated in 2005, 2007 and 2010. In addition, a new surveying campaign using Unmanned Air Vehicles (UAV) flying at a low altitude was carried out in order to generate a high resolution DTM. LIDAR results allowed identifying deformations in the frontal retaining walls. The comparison between high resolution DTMs obtained by means of different airborne platforms is being a very useful tool for landslide activity monitoring. In order to design a management plan of the road, the Diezma study area can be considered as a natural laboratory for attempting to predict where and when mass movements would take place.*

Palabras clave: monitorización de deslizamientos, prospección geofísica eléctrica, control MDTs multitemporales
Key words*: landslide monitoring, electrical geophysical prospection, multitemporal DEM control*

INTRODUCCIÓN

La aparición de los sensores LIDAR aerotransportados supone un salto en la calidad de los modelos digitales del terreno MDT, tanto desde el punto de vista de la precisión como de la resolución (Abellán et al., 2014). Así mismo, los sensores LiDAR permiten la eliminación automática de la vegetación. Más recientemente, el uso de vehículos aéreos no tripulados (UAV) ha abaratado el coste de la elaboración de MDTs, pudiendo llegar a superar la resolución de los datos LIDAR al disminuir significativamente la altura del vuelo. Estos sistemas están permitiendo realizar una vigilancia y seguimiento de deslizamientos y está incrementando considerablemente el conocimiento sobre la dinámica 3D y evolución futura de las inestabilidades de ladera (Jaboyedoff et al., 2012; Abellán et al., 2014).

En este trabajo se presentan los resultados sobre el control de la deformación del terreno en un movimiento ocurrido el 18 de Marzo de 2001, en la autovía A-92, en las proximidades de la localidad de Diezma (punto kilométrico 272, sentido Guadix-Sevilla). El deslizamiento de Diezma, que ha sido intensamente estudiado en los últimos 10 años (Azañón et al., 2006; Azañón et al., 2010), provocó el corte de la A-92 durante varios días. Dicha inestabilidad movilizó más de 1,2 millones de m3 y su reparación costó más de 18 millones de euros. A pesar de las múltiples medidas de contención y prevención adoptadas (muros de contención, anclajes, drenajes, etc.), el deslizamiento de Diezma se ha reactivado parcialmente en varias ocasiones. Aquí se presentan los resultados de la comparación de modelos digitales de alta resolución generados a partir de datos LIDAR (años 2005, 2007 y 2010) y UAV (2014) que demuestran que estas técnicas permiten controlar la deformación del terreno con una gran precisión, permitiendo adoptar medidas de mitigación y contención anticipadamente.

METODOLOGÍA

El control de la deformación se ha realizado mediante la diferencia de MDTs generados tanto a partir de vuelos LIDAR (2005, 2007 y 2010) como de un vuelo fotogramétrico realizado con UAV en el año 2014. El vuelo del año 2005 se realizó en Noviembre, a una altitud de vuelo de 1400 m y con una densidad de puntos de 1,7 p/m2. Los vuelos del 2007 (Noviembre) y 2010 (Mayo) fueron realizados por la empresa STEREOCARTO S.L. a una altitud de 1000 y 2000 m respectivamente. Finalmente, el vuelo UAV se realizó en octubre de 2014, con un dispositivo FALCON, a una altura máxima de 100 m empleando una cámara_SONY NEX 5. Se tomaron fotografías aéreas en distintas posiciones que se orientaron mediante un proceso de aerotriangulación digital automática. Como información de partida para resolver las ecuaciones de generación de la posición de cada punto, se utilizó la posición capturada por el sistema GPS/INS instalado en el avión y los puntos de apoyo medidos con GPS en campo. Posteriormente, se generaron tanto MDE como ortoimágenes de la zona de estudio. Los MDE generados a partir de datos LIDAR o UAV se restaron una vez realizada la clasificación del terreno y se eliminaron los puntos clasificados como vegetación.

RESULTADOS

En cuanto a los resultados, se muestra la comparación de las nubes de puntos obtenidas en distintas épocas. Dicha comparación (o diferencia de modelos) detecta movimientos del terreno que no

fueron claramente perceptibles en las visitas a campo en la época de la realización de los vuelos. Sin embargo, tras unos meses, estas deformaciones dieron lugar a roturas de una cierta entidad, especialmente en la cabecera y en la parte central del deslizamiento (reactivación de 2010). Para observar estas diferencias se ha planteado un umbral de incertidumbre en la diferencia de los modelos comprendida entre -0.20 m y +0.20 m (zona representada con colores en verde en las figura 4 y 6), por lo que tan sólo se representan los desplazamientos mayores.

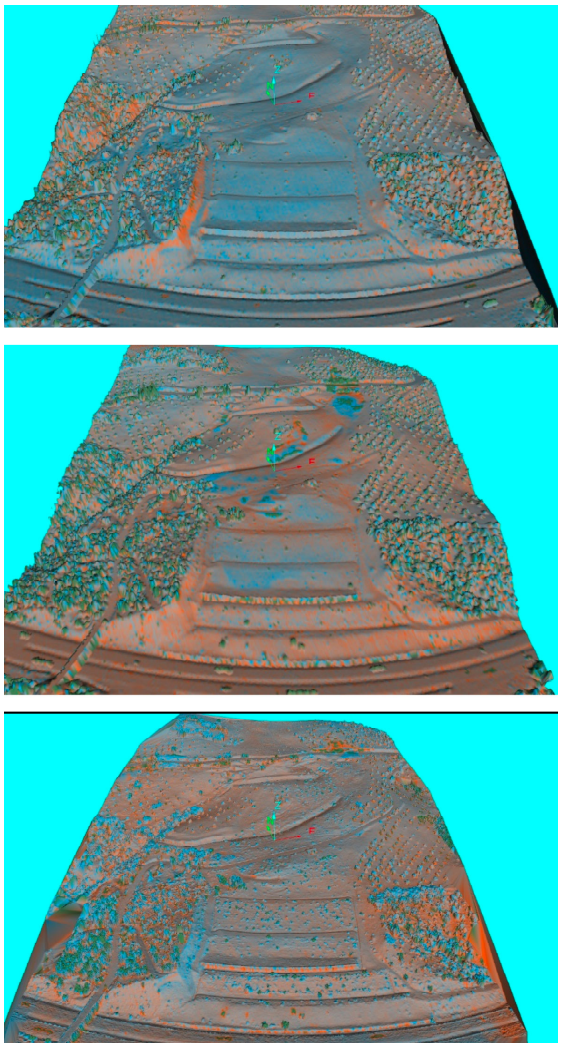


Fig. 1: Resta de MDTs generados a partir de datos LIDAR y UAV. En la imagen de arriba se han comparado los datos LIDAR 2005 con los datos LIDAR 2007. En la imagen del centro se han comparado los datos LIDAR 2007 con los datos LIDAR 2010. En la imagen de abajo se han comparado los datos LIDAR 2010 con los datos UAV 2014. Los colores en azul representan un incremento en la coordenada z de los datos más recientes con respecto a los más antiguos. Los colores en naranja representan un descenso de la coordenada z de los datos más recientes con respecto a los más antiguos.

En la figura 1 se muestran, a modo de ejemplo, las diferencias detectadas en la zona del Deslizamiento de Diezma, entre a) el vuelo de 2005 y el del 2007 y b) el vuelo 2007 y 2010. Se detectan los movimientos consecuencia de la reactivación producida a finales del año 2009 inicios del año 2010. Esta reactivación está asociada a importantes precipitaciones que produjeron un incremento de la lluvia acumulada hasta alcanzar valores de 180 mm. Los sondeos extensométricos situados en el tercio inferior del deslizamiento, registraron deformaciones en la superficie basal de hasta 1,5 cm. Sin embargo, estas deformaciones fueron mucho más importantes a nivel superficial con desplazamientos en vertical superiores a los 35 cm (hundimiento hacia la cabecera y acumulación en el pie). Como puede apreciarse en la Figura 1, la parte frontal del deslizamiento sufrió un importante empuje, durante esta reactivación, que produjo un abombamiento del terreno superior a 20 cm en el trasdos de la pantalla de pilotes. Sin embargo, lo más interesante es que el terreno ya registraba una deformación de menor magnitud a lo largo del periodo 2005-2007 como se puede apreciar en la figura 1.

CONCLUSIONES

Este trabajo muestra la excepcional información que se puede extraer de los sensores remotos aerotransportados (cámaras fotogramétricas –tanto de película como digitales- y LIDAR) y sus aplicaciones a la detección de deformaciones del terreno relacionados con deslizamientos de ladera. Puesto que los movimientos del terreno producidos en materiales plásticos no son fácilmente detectables en el campo (presencia de vegetación, reptación lenta de ladera, etc…) el empleo de estos sensores es de gran utilidad. En este interesante caso de estudio se han logrado detectar movimientos que tras un determinado tiempo se han manifestado mediante la aparición de grietas, poniendo de manifiesto la utilidad de la metodología propuesta.

Agradecimientos: Los autores quieren agradecer al Ministerio de Economia y Competitividad la financiación a través del proyecto I+D Topobética CGL2011-29920. Así mismo, también quieren agradecer a la Consejería de Obras Públicas de la Junta de Andalucía por la financiación durante los últimos 15 años a través de diferentes proyectos de investigación que han permitido utilizar el deslizamiento de Diezma como un laboratorio experimental. J.P. Galve quiere agradecer al Ministerio de Economía y Competitividad de España su ayuda mediante el contrato del Programa “Juan de la Cierva” gracias al cual está desarrollando esta investigación.

Referencias bibliográficas

Abellán, A. et al. (2014). State of Science: Terrestrial Laser Scanner on rock slopes instabilities. Earth surface processes and landforms 39 (1), 80-97.

Azañón, J.M. et al. (2006). Estudio sobre la predicción y mitigación de movimientos de ladera en vías de comunicación estratégicas de la Junta de Andalucía. Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra,CSIC-UGR (Ed.), Informe final (2006) (Granada, Spain, 380 pp.)

Azañón, J.M et al. (2010). Regional-scale high-plasticity clay-bearing formation as determining factor on landslides in Southeast Spain. Geomorphology, 120, 26-37.

Jaboyedoff, M., Oppikofer, T., Abellán, A., Derron, M.-H., Loye, A., Metzger, R., and Pedrazzini, A. (2012). Use of LIDAR in landslide investigations: A review. Natural Hazards, p. 1-24.

EXPERIENCIA DE RECARGA SOBRE UN ACUIFERO DE COMPORTAMIENTO ELASTICO MEDIANTE DINSAR: CASO DE ESTUDIO DEL ACUIFERO DE MADRID

Pablo Ezquerro [1,2], Gerardo Herrera [1], Jose Antonio Fernández-Merodo [1], Marta Béjar-Pizarro [1], Rubén Martínez [2], Miguel Marchamalo [2]

(1) Geohazards InSAR Laboratory and Modeling Group (InSARlab), Geoscience Research Department, Geological Survey of Spain (IGME), Alenza 1, E-28003 Madrid, Spain

(2) Universidad Politécnica de Madrid, Laboratorio de Topografía y Geomática, ETSI Caminos, Canales y Puertos C/Profesor Aranguren s/n, 28040 Madrid, Spain

Abstract (DInSAR controlled recharge test in an aquifer with elastic response: Madrid case study): *The purpose of this work is to analyze surface displacements and its relationship with groundwater position in the Tertiary Detritic Aquifer of Madrid. The spatial and temporal evolution of ground surface displacement was estimated by processing a dataset of radar satellite images (SAR) using Persistent Scatterer Interferometry (PSI), three different depth extensometers and a permanent GPS station. During the studied period three aquifer recharge tests were performed, introducing a new variable which influence will be determined. Despite the low recharge influence radius uprising surface levels were detected by GPS data, but with threshold detection problems with DInSAR displacements. Extensometers, located in a shallow position showed movements related to climatic variations.*

Palabras clave: DInSAR, GPS, Subsidencia, Recarga de acuíferos.
Key words*: DInSAR, GPS, Subsidence, Groundwater recharge.*

INTRODUCCIÓN

La relación existente entre la extracción de agua subterránea y la subsidencia superficial es un fenómeno que ha sido estudiado en numerosas partes del mundo. Así mismo existen también en España varias localizaciones en las cuales se han descrito procesos de esta naturaleza (Herrera et al., 2009; Tomás et al., 2014). La correcta monitorización, interpretación y modelización de los mismos se convierte pues en un objetivo prioritario a la hora de mantenerlos controlados dentro de valores razonables y prever posibles afecciones.

La monitorización mediante DInSAR, apoyado por la presencia de estaciones GPS permanentes permite combinar la gran cobertura de la primera con la precisión que aporta la segunda.

La inyección de agua en un acuífero, mejorando la recarga y ayudando al mantenimiento de la salud del mismo constituye una opción interesante de cara a la gestión de masas de agua subterránea.

SITUACIÓN

La zona de estudio se sitúa en la parte Norte de la ciudad de Madrid. La geología de la zona corresponde al relleno terciario de la cuenca tectónica de Madrid. Este relleno, con una profundidad media de 1500 metros, está formado por una matriz arcillo-limosa en la que se intercalan numerosas capas de materiales arenosos denominados como arena de miga (Martínez-Bastida et al., 2009 e IGME, 1981,1985). Esta disposición se corresponde con las facies medias de los abanicos aluviales cuya fuente de alimentación se localiza en la Sierra de Madrid. Este ambiente deposicional es responsable de la mayor presencia de finos en dirección Sureste (Martínez-Santos et al., 2010), alejándose de la sierra, hasta llegar a las facies evaporíticas de la zona sur de Madrid, donde desaparece el acuífero estudiado. Al igual que en superficie, en profundidad también se produce una transición desde materiales arenosos y limosos de permeabilidades medias hasta materiales con una gran componente arcillosa y de baja permeabilidad (Vicente and Muñoz-Martín, 2013). El acuífero, aunque alcanza más de 1500 m de profundidad únicamente se considera productivo en sus primeros 700 m, no existiendo perforaciones más allá de dichas profundidades.

En el campo de pozos hay 27 pozos con profundidades que oscilan entre los 450 y los 700 m. Las experiencias de recarga han sido llevadas a cabo mediante la inyección a través de un único pozo denominado FE-1R que se sitúa en la zona central del campo (fig. 1)

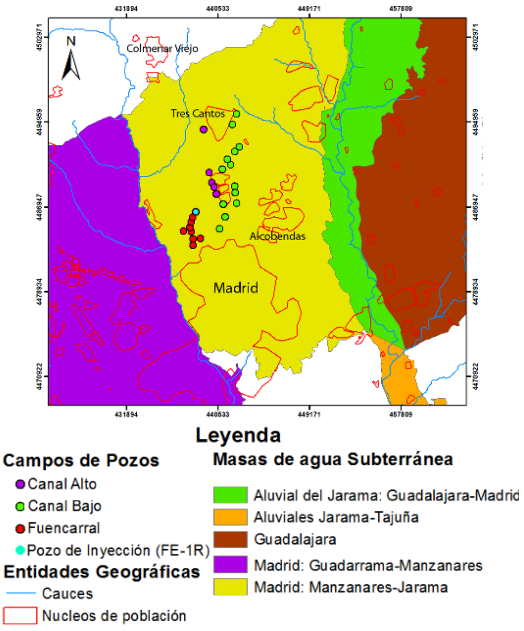


Fig. 1: Mapa de situación.

Durante el periodo estudiado se han llevado a cabo tres etapas de inyección, de las cuales dos están cubiertas íntegramente con datos DInSAR y únicamente una de ellas con GPS. Además al final del periodo se producen una serie de extracciones en diferentes pozos.

DATOS

En este estudio se tiene un conjunto de 61 imágenes radar provenientes de la constelación de satélites COSMO-SkyMed. Estas imágenes han sido procesadas usando la técnica PSP-IFSAR, una técnica DInSAR que se basa en el reconocimiento de puntos (reflectores) que se mantienen con reflectividades permanentes a lo largo de la serie temporal (Costantini et al., 2008). Los datos radar abarcan desde el 20 de mayo de 2011 hasta el 26 de febrero de 2013.

Se cuenta también con un grupo de tres extensómetros situados a 12.7 m, 31.7 m y 65.7 m de profundidad respectivamente. Estos extensómetros se sitúan en una zona superficial del terreno que no se encuentra afectada por las variaciones piezométricas del acuífero sobre el cual se realizan las inyecciones. Estas series van desde el 4 de abril de 2012 hasta el 21 de octubre de 2012.

METODOLOGÍA

En estudios previos de este campo de pozos se ha llegado a la conclusión de que los movimientos superficiales de la zona tienen una relación cuasi elástica con las variaciones en el nivel piezométrico (fig.2) (Ezquerro et al., 2014). Esto se ve apoyado por el hecho de que un modelo elástico es capaz de reproducir el patrón de deformación a partir de los valores de piezometría con un error del 14%.

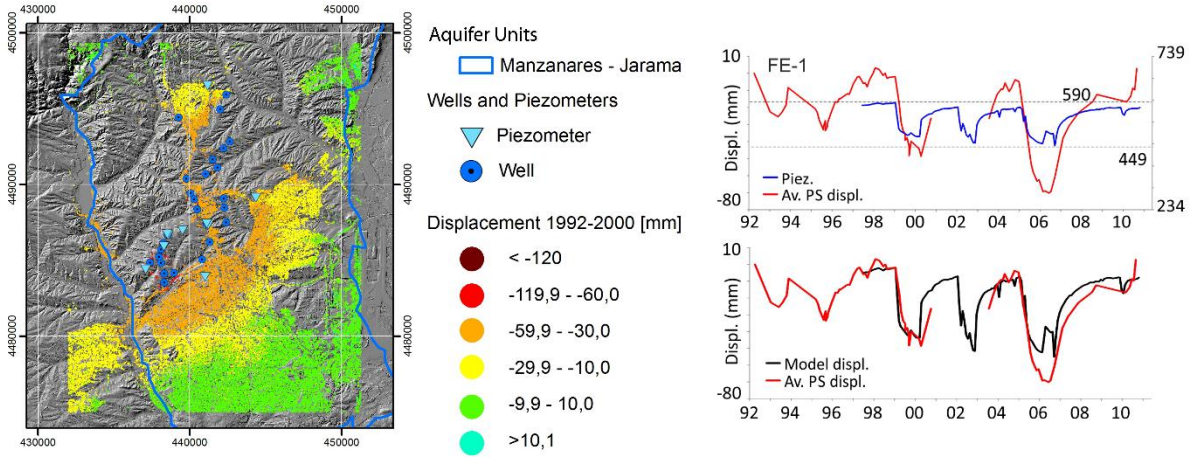


Fig. 2: Huella de deformación generada por un el último periodo de extracción que aparece modelizado en los gráficos de la derecha. Los gráficos muestran la comparación entre piezometría y deformación y el buen resultado al aplicar un modelo elástico.

Sobre las estructuras de la cabeza del pozo de recarga se situó una estación GPS permanente. Esta estación comenzó a operar de manera continua a partir del 8 de marzo de 2012, continuando hasta el final del periodo de estudio. Esta serie de datos, con un dato diario, muestra mucho ruido de alta frecuencia y ha sido tratada mediante la aplicación de una media móvil de 30 días que actúa como filtro, manteniéndose las tendencias principales.

Apoyándose en esta premisa, este estudio pretende comprobar la elasticidad del comportamiento deformacional inducido mediante la recarga artificial del acuífero. Para ello se han estudiado las series temporales de desplazamientos DInSAR medidos en el entorno de los pozos y éstas han sido comparadas con los datos de desplazamientos obtenidos mediante la estación GPS permanente, los datos piezométricos, de caudales de inyección y los extensómetros. Además han sido tenidos en cuenta

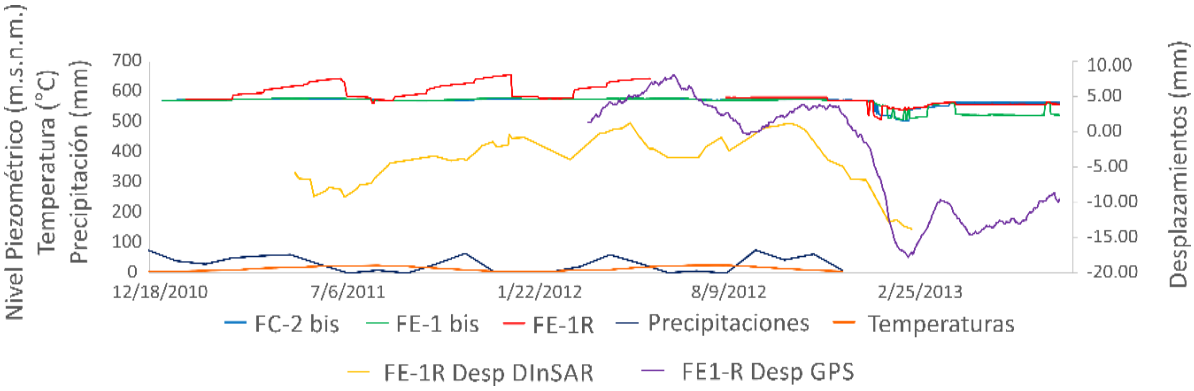


Fig. 3: Comparación entre la piezometría, los desplazamientos GPS y DInSAR y la climatología.

otros factores como las precipitaciones y temperaturas de la región.

INTERPRETACIÓN

La piezometría de los pozos del campo refleja la respuesta de los niveles de agua ante la inyección. Como puede verse en la figura 3 el aumento de los niveles de agua es muy importante en el pozo de inyección, aproximadamente 80 metros, pero en el cercano pozo FE-1Bis (50 metros de distancia) solamente se detectan crecimientos de 8 m y en el FC-2 (distante 1 Km del FE-1R) únicamente de 5 m.

El pequeño movimiento que sufren los niveles piezométricos a distancias relativamente cortas indica que la afección de la recarga si bien es pequeña se deja sentir levemente al menos hasta 1 Kilómetro de distancia. Esto contrasta con lo descrito por Ezquerro et al., 2014 para experiencias de bombeo, en las cuales el efecto de los mismos se registraba más allá de los 5 Kilómetros.

desplazamiento positivo del terreno es de 8 mm para crecimientos piezométricos de 80 m, mientras que la subsidencia durante la extracción es de 17 mm para descensos de 70 m. La explicación de esto es que mientras que la inyección se realiza en un único pozo (FE-1R), la extracción se produce en gran parte de los pozos, teniendo una mayor influencia en la posición del nivel del agua subterránea.

La deformación medida mediante DInSAR cubre dos de los episodios de inyección y la mayor parte de la extracción, con una amplitud de 14 mm (fig. 3). Este rango ya empieza a presentar un problema dado que está muy cerca de la precisión del radar (±5 mm) y el ruido puede enmascarar el comportamiento real de la superficie. Durante la segunda inyección sí que se aprecia un levantamiento del terreno, pero durante el tercer episodio el inicial levantamiento cambia bruscamente su tendencia en mitad del ciclo de inyección. El movimiento DInSAR está definido por la media de los puntos situados dentro de los 10 m

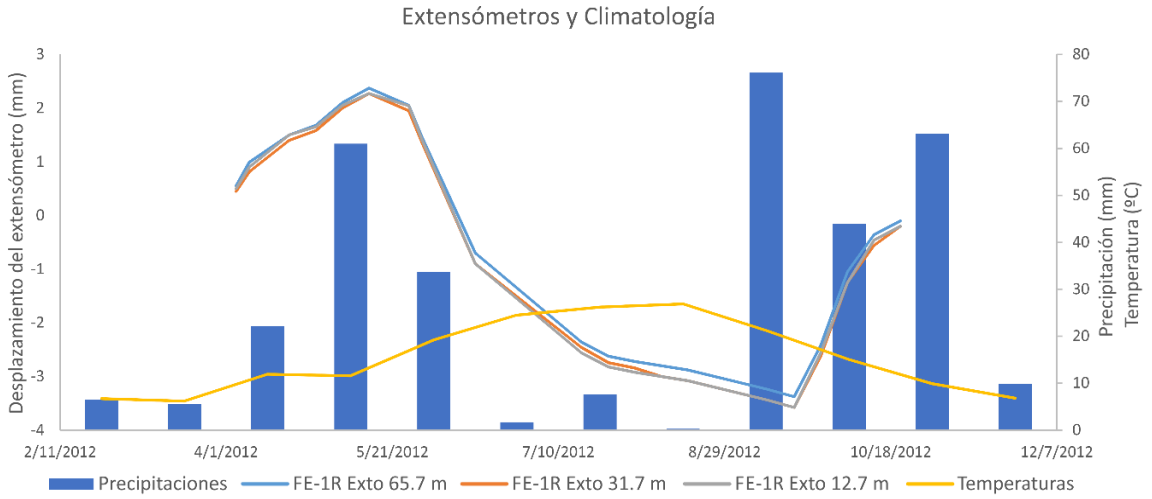


Fig. 4: Comparación entre climatología y movimientos de los extensómetros

Los extensómetros disponibles están fijados a la superficie y a diferentes profundidades (12.7, 31.7 y 65.7 m). Los resultados obtenidos no muestran diferencias entre los movimientos a las distintas profundidad, con una amplitud de 6 mm, lo que permite asumir que la zona que está sufriendo los cambios son los primeros 12.7 m. La pequeña amplitud y su escasa profundidad indican que el movimiento no obedece a cambios en el nivel piezométrico profundo, sino más bien a procesos ambientales externos. En la figura 4 se puede ver cómo el suelo se expande y contrae siguiendo los patrones definidos por las precipitaciones y las temperaturas.

La serie GPS recoge datos únicamente de la última fase de inyección y de las extracciones que comienzan en enero de 2013. Durante ese tiempo la amplitud de movimiento es de 25 mm. Los movimientos GPS tienen un alto grado de correlación con los cambios en la piezometría marcando claramente el final de la inyección y el comienzo de la extracción (fig. 3). Sin embargo se aprecia una diferencia entre la respuesta durante las inyecciones y durante la extracción. En la primera el

alrededor del pozo y debería de ser similar al medido por la estación GPS sobre la caseta del pozo. La diferencia que se encuentra entre los desplazamientos es síntoma de que una de las series está sufriendo algún tipo de problema. La explicación más plausible es la ya mencionada escasa amplitud de los movimientos, que los hace mucho más difíciles de controlar mediante el radar. Al ampliar los posibles factores de error se encontró cierta relación entre las condiciones climáticas y los desplazamientos radar (fig. 3). Esto también es achacable a que al encontrarnos en el umbral de detección la presencia de efectos atmosféricos en la señal radar influya mucho más que en series con desplazamientos mucho más pronunciados en las que es más fácil eliminarlos.

CONCLUSIONES

Partiendo de los trabajos anteriores en los cuales se describía el comportamiento del terreno como elástico con respecto a los cambios en los niveles de agua (Ezquerro et al., 2014), se ha pretendido evaluar la eficacia de los mismos métodos para controlar el movimiento del terreno durante un evento de recarga artificial del acuífero.

Aunque en el pozo de inyección los niveles de agua aumentan en gran medida esto no se refleja en la piezometría de los pozos circundantes y por tanto se constata un reducido impacto de la recarga en el pozo FE-1R sobre los pozos cercanos, siendo casi nula más allá del kilómetro. La escasa variación piezométrica ya anuncia futuros problemas debidos a la inducción de deformaciones de muy pequeña magnitud que el radar tendrá dificultades para captar.

Si bien el GPS es capaz de monitorizar los movimientos del terreno y muestra buena correlación con los cambios del nivel de agua, el radar tiene problemas a la hora de captar las deformaciones y, aun no alejándose demasiado en términos absolutos, no es capaz de reflejar correctamente las tendencias que se observan tanto en la piezometría como en el GPS.

Los problemas encontrados con los datos radar están relacionados con el escaso movimiento, cercano al umbral de detección del radar. Esto hace que, aunque se intuye que las tendencias son correctas, se pierdan en el ruido generado por la toma de datos. Se puede concluir que aunque la técnica DInSAR tiene problemas con estos movimientos de baja amplitud, el sistema de estaciones GPS sí que es capaz de monitorizarlas correctamente.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido llevado a cabo en el marco del proyecto "AQUARISK: Estudio de riesgos geológico-geotécnicos por explotación de acuíferos mediante técnicas espaciales y terrestres. Aplicaciones a estructuras e infraestructuras urbanas" financiado por el Programa Estatal de I+D+i Orientada a los Retos de la sociedad del Ministerio de Economía y Competitividad (ESP2013-47780-C2-2-R). El primer autor agradece también la ayuda para contratos predoctorales BES-2014-069076.

Referencias bibliográficas

Costantini, M., Falco, S., Malvarosa, F., Minati, F., 2008. A new method for identification and analysis of persistent scatterers in series of SAR images. *Int. Geosci. Remote Sensing Symp. (IGARSS)*, 449–452.

Ezquerro, P., Herrera, G., Marchamalo, M., Tomás, R., Béjar-Pizarro, M., Martínez, R. (2014). A quasi-elastic aquifer deformational behavior: Madrid aquifer case study. *Journal of Hydrology.* 519, 1192-1204.

Herrera, G., Fernandez-Merodo, J., Tomás, R., Cooksley, G., Mulas, J., (2009). Advanced interpretation of subsidence in Murcia (SE Spain) using A-DInSAR datamodelling and validation. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*. 9, 647–661

Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 1981. Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas (PNIAS): Proyecto de investigación hidrogeológica de la cuenca del Tajo. Informes técnicos 1–5. IGME, Madrid.

Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 1985. Calidad y contaminación de las aguas subterráneas en España. Informe de síntesis, Tomo II, Anejos, IGME, Madrid, 385 pp. Disponible en: http://aguas.igme.es/igme/publica/libro43/lib43.htm. March 2008

Martínez-Bastida, J.J., Arauzo, M., Valladolid, M., 2009. Intrinsic and specific vulnerability of groundwater in central Spain: the risk of nitrate pollution. *Hydrogeol. J.* 18, 681–698.

Martínez-Santos, P., Pedretti, D., Martínez-Alfaro, P.E., Conde, M., Casado, M., 2010. Modelling the Effects of groundwater-based urban supply in low-permeability aquifers: application to the Madrid Aquifer, Spain. *Water Resour. Manage.* 24, 4613–4638

Tomás, R., Romero, R., Mulas, J., Marturià, J.J., Mallorquí, J.J., Lopez-Sanchez, J.M., Herrera, G., Gutiérrez, F., González, P.J., Fernández, J., Duque, S., Concha-Dimas,
A., Cocksley, G., Castañeda, C., Carrasco, D., Blanco, P., (2014). Radar interferometry techniques for the study of ground subsidence phenomena: a review of practical issues through cases in Spain. *Environ. Earth Sci*. 71, 163–181.

Vicente, G., Muñoz-Martín, A., 2013. The Madrid basin and the central system: a tectonostratigraphic analysis from 2D seismic lines. *Tectonophysics* 602, 259–285.

QUANTIFICATION OF A NEW WATER DIVERSITY INDEX FOR LARGE AREAS USING GIS. EXAMPLES IN PARANÁ STATE, XINGU RIVER BASIN (BRAZIL) AND PORTUGAL

P. Pereira [1], D. Pereira [1], L. Santos [2], J. Silva [3]

(1) Instituto de Ciências da Terra, Polo da Universidade do Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga, Portugal. paolo@dct.uminho.pt, insuad@dct.uminho.pt
(2) Departamento de Geografia, Universidade Federal do Paraná, Av. Cor. Francisco dos Santos, S/N, Jardim das Américas, CEP 81531-980, Curitiba, Brasil. santos.ufpr@gmail.com
(3) IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rua de Nazaré e Odyllo, 49, CEP 65010-410 São Luís, Maranhão, Brasil. julianadepaula@yahoo.com

Resumen (Cuantificación de un nuevo index de diversidad hídrica para grandes áreas con SIG: ejemplos en lo estado del Paraná, en la cuenca del rio Xingú (Brasil) y en Portugal): *Se presenta un método para la evaluación cuantitativa de la diversidad de recursos hídricos en grandes áreas, con los ejemplos del estado de Paraná (Brasil), de la Cuenca del rio Xingú (Brasil) y de Portugal continental. En la mayoría de las propuestas metodológicas para evaluación de la geodiversidad, la diversidad hidrológica respecta a las características de la hidrografía, en relación con la diversidad de geoformas fluviales. Este trabajo pretende contribuir al inclusión de recursos hídricos como un elemento significativo en metodologías de evaluación de la geodiversidad, incluyendo tanto las aguas superficiales y aguas subterráneas. El uso de procedimientos de SIG demuestra que estas técnicas pueden ser utilizados para acelerar el cálculo de los índices de diversidad y su representación cartográfica.*

Palabras clave: Index de diversidad hídrica, evaluación cuantitativa, recursos hídricos, Brasil, Portugal.
Key words*: Water diversity index, quantitative assessment, water resources, Brazil, Portugal.*

INTRODUCTION

Geodiversity is defined as the natural range (diversity) of geological (rocks, minerals, fossils), geomorphological (landforms, topography, physical processes), soil and hydrological features. It includes their assemblages, structures, systems and contributions to landscape (Gray, 2013).

Water features are therefore elements of geodiversity, being a very important agent in geological and biological processes and evolution. Their quantitative assessment has a special importance in the scope of the hydrological diversity and some special hydrological features may be considered as geological heritage (Simić, 2011; Cruz et al., 2013).

Besides, water is a vital resource for human activities and survival. It must be understood as an environmental and social asset, an economical resource and a matter of extreme importance for all societies. Water resources management is a technical subject and also a political topic since water needs can lead to different ambitions by different factions evolving priority decisions and conflicts.

The quantitative assessments of water resources and of their diversity along a large territory constitute the basis for the knowledge of regional issues concerning water needs, flood and droughts events and even engineering solutions for water resources management.

To be accepted as a useful tool, diversity must be assessed according to objective methodologies in order to be used for nature conservation and land-use planning, as biodiversity currently is. Common geological, geomorphological, soil or hydrographical maps are important in qualitative, but not in quantitative diversity assessment. In addition, as technical documents, they are difficult to read for non-specialists, thus limiting their use in routine planning (Pereira et al., 2013).

In most methodological proposals to geodiversity assessment, hydrological diversity is mainly connected with hydrography features, in relation with fluvial landforms diversity. Thus, one should debate which water features to include in geodiversity assessment procedures, enhancing both surface water resources more connected with geomorphological diversity and ground water as an essential component of water resources (Winter et al., 1998).

The hydrological diversity assessment in three large areas is presented, with the methods and results of the cases of Paraná State (Brazil), Xingu River Basin (Brazil) and Portugal mainland.
.

METHODS AND STUDY AREAS

The hydrological diversity was assessed in the scope of a broader geodiversity assessment. The work followed a methodology based on the counting of different occurrences by territory portions (cells), using cartographical data and GIS procedures analysis. It intends to express, in the most balanced way possible, all geodiversity elements without emphasizing any particular one, as was noted to occur in previous studies (Carcavilla et al., 2007; Serrano and Ruiz-Flaño 2007; Benito-Calvo et al., 2009; Hjort and Luoto, 2010).

The method was initially tested on the Paraná State, located in southern Brazil, with an area of 199,570 km^2 (Pereira et al., 2013). In this approach, the geodiversity index results from the sum of the following five partial indexes: i) lithological; ii) geomorphological; iii) paleontological; iv) pedological; v) mineral occurrences.

The procedure consists in the overlay of a grid over geological (MINEROPAR, 2006a), geomorphological (MINEROPAR, 2006b; Santos et al., 2009), paleontological (MINEROPAR, 2006a) and soils maps (Bhering and Santos, 2008), with scales ranging from 1/650,000 to 1/500,000. Besides these, other maps provided information regarding occurrences of precious stones and metals, industrial metals and minerals, geological energy sources such as coal, oil, gas and uranium, and sources of mineral waters and springs. A cell-size of 25x25 km was defined resulting in 371-cell grid covering all the state area.

Water features were considered under the form of the Hydrographical sub-index, which is included in the geomorphological index, taking into account the influence of hydrological features on geomorphology. The Hydrographical sub-index is based on the assessment of the 1/650,000 scale geomorphological units map (MINEROPAR 2006b) using Strahler's system of stream ordering (Strahler, 1952, 1957).

According to this system, the lowest hierarchy level is assigned to minor rivers represented on the map, while the highest value of 5 is conferred on major rivers, such as the Paraná River on the Brazil-Paraguay border, as well as lakes and coastal areas. To large tributaries like Paranapanema and Iguaçu rivers intermediate values were assigned. The value of the Hydrographical sub-index is calculated as half of the maximum hierarchical level of the rivers occurring in each square, rounded up to the nearest unit (Fig. 1). Accordingly, a score of 3 (5/2 = 2.5 ≅ 3) is given to squares containing major rivers, lakes, and coastal areas, of 2 (4/2 = 2; 3/2 = 1.5 ≅ 2) to squares containing mid-sized rivers, and of 1 (2/2 = 1; 1/½ = 0.5 ≅ 1) to squares with minor rivers. A score of 0 is assigned to squares, in which no hydrological elements are represented.

Few changes to this method were made for the calculation of geodiversity indexes and the production of the Geodiversity Map of the Xingu Basin, Amazon, Brazil, with an area of about 511,000 km^2 (Silva et al., 2013, 2014). The Xingu River is approximately 2600 km long and is a southwest tributary of the Amazon River. Around 60% (305,000 km^2) of this area comprises 28 Indian territories and 18 conservation units – an area legally protected from deforestation. The analysis was supported by geological and geomorphological maps at 1/250,000 scale and by a soil map at 1/1,000,000 scale.

The most relevant upgrade respect to the use of ESRI ArcGIS© software for counting the geodiversity occurrences, the indexes calculation and the automatically generated polygon map, drawn over a 2462-cell grid with a cell-size of 13.8 x 13.8 km.

The values for river hierarchy were automatically inserted into the hydrography attribute table with the value of the river with the greatest order assigned given to each square (Fig. 2).

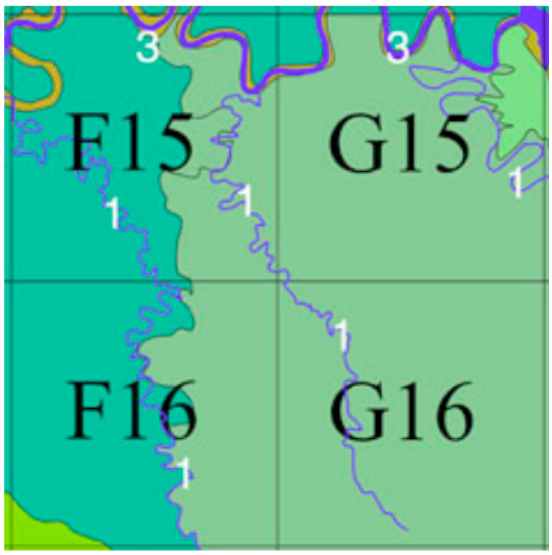


Fig. 1: Example of the Hydrographical sub-index assessment in a 25 X 25 km cell-size grid overlaid on the geomorphological units map of Paraná State (Pereira et al., 2013): squares F15 and G15 score 2 points; F16 and G16 score 1 point (see text for further information).

The same methodological approach is being applied in Portugal mainland that covers an area of 89,000 km^2 with modifications being introduced, namely: introduction of a rectangular shaped (16x10 km) 612-cell grid in order to obtain a relation between the geodiversity index and the most popular mapping coverage of Portugal mainland, at 1/25,000 scale; because partial indexes may have very different ranges, these were normalized to a maximum of 1 point, in order to attribute the same weight to all sub-indexes in the final value regarding geodiversity; Geomorphological Index calculation is now based only in the diversity of geomorphological units, with the subtraction of the hydrographical sub-index; Hydrographical features are therefore included in the new Hydrological Index, which results from the analysis of rainfall and runoff data, drainage density and stream ordering, aquifer productivity and natural and artificial water reservoir occurrences (Fig. 3).

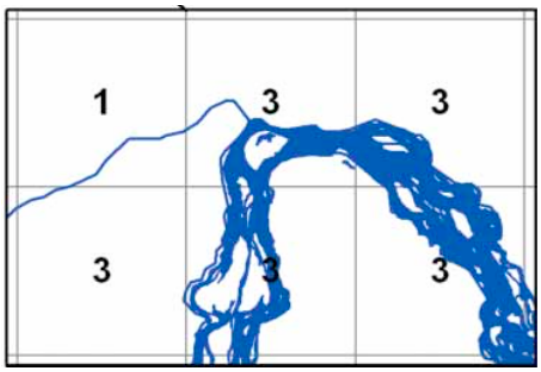


Fig. 2: Example of the Hydrographical sub-index assessment in a 13.8 X 13.8 km cell-size grid overlaid on the hydrography map of Xingu River basin (Silva et al. 2013, 2014): the value assigned to each cell was river hierarchy/2, rounded up to the upwards unit (e.g. 5/2 = 2.5, therefore, the resulting score was 3).

Like before, this assessment is based in a set of pre-existent official maps (rainfall, runoff, and aquifer systems productivity). It also considers operations over hydrography maps and the Digital Elevation Model (DEM) to determine drainage density, water coverage and stream ordering.

RESULTS AND DISCUSSION

The methodology for geodiversity quantification and mapping is based on cartographic data concerning geology, geomorphology, palaeontology, soils, water, and mineral and energy sources occurrences. Therefore, scale selection, legend level, and grid-size are essential aspects, with each of the geodiversity elements being assessed to avoid overrating any particular component, such as lithology or relief. In the three cases, various grid sizes were tested in order to obtain the best balance between results discrimination and the number of cells. The cartographic scales, legend levels, and grid size chosen revealed to be appropriate, providing a clear distinction of values for the various indices.

The Geodiversity Index score of each grid square is the sum of all the previously outlined partial indices. A Geodiversity Index map (and also partial indices maps) can therefore be produced through contour lines that join squares sharing the same geodiversity values.

Specifically regarding the hydrological component, it was considered under the form of the Hydrographical sub-index in Paraná State and Xingu River basin analysis. In these cases, that component only considered the stream ordering analysis, being included in the Geomorphological index, taking into account the influence of hydrological features on geomorphology. Therefore, the Geomorphological Index values range widely, wherein the highest values are near large rivers due to the fact that the Hydrographical sub-index was based on fluvial hierarchy.

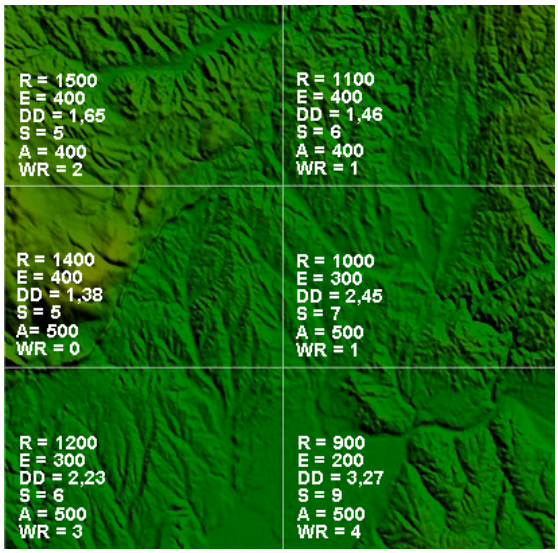


Fig. 3: Example of the Hydrological Index assessment in a 16 X 10 km cell-size grid overlaid on the Digital Elevation Model (DEM) of Portugal mainland: R - rainfall (annual, in mm); E - runoff (annual, in mm); DD - drainage density (km per km^2); S - stream ordering (highest hierarchy value, according to Strahler method); A - aquifer productivity (m^3/ [day-km2]); W - water surfaces (larger than 10,000 m^2). The values are subsequently interpolated and normalized to a maximum value of 1.0, according to the maximum values for each hydrological feature under analysis, with the Hydrological Index being the average of these normalized values.

Nevertheless, the use of GIS procedures in the Xingu River basin analysis demonstrates that these techniques can be used to speed-up the calculation of the partial indices and its cartographic representation. Through the use of these techniques, geodiversity maps can then be produced for large territories if solid and official mapping is available.

The application of the methodology to Portugal mainland highlights the identical weight of the partial indexes for the calculation of the geodiversity index. Besides, in this new approach, the geodiversity index results from the sum of six partial indexes (lithological, geomorphological, paleontological, pedological, mineral occurrences, and hydrological) and theoretically each of the 612 cells may achieve 6 points of maximum value.

These new proposal aims to contribute to the inclusion of hydrological features as a significant item in geodiversity assessment methodologies rather than be only considered in geomorphological diversity. Consequently, the geodiversity assessment becomes more complete, including both surface water and ground water, in a water resources perspective.

The hydrological diversity in Portugal reveals the high geological diversity, in general, and mostly the climatic disparities within the territory. Even being a small country, Portugal presents big differences in rainfall values, with the north and coastal areas more influenced by the Atlantic atmospheric circulation.

The comparison of results from the presented cases reflects the need to complete the assessment with more hydrographical features in Portugal and more hydrological data in the Brazilian territories. The Hydrographical sub-index (within the Geomorphological index) was not used, revealing particularly difficult to quantify attending to the fact of the larger Portuguese basins constitute the downstream sectors of the Iberian basins.

Hydrological diversity maps can combine information that is usually scattered across multiple sources allowing an easy understanding by non-earth science experts. Such tools can then be used in land-use planning, nature conservation, natural hazards and water resources management.

Acknowledgements: The Portuguese authors express their gratitude for the financial support given by the FCT (Fundação para a Ciência e a Tecnologia) to the Institute of Earth Sciences (Pole of the University of Minho), which partially supports this research. The Brazilian authors express their gratitude for the financial support given by the CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) and CAPES (Cordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior).

References

Benito-Calvo A., Pérez-González A., Magri O., Meza P. (2009). Assessing regional geodiversity: the Iberian Peninsula. Earth Surface Processes and Landforms, 34(10), 1433-1445.

Bhering S., Santos H. (Eds.) (2008). Mapa de Solos do Estado do Paraná, Legenda atualizada. Instituto Agronómico do Paraná / Embrapa, Rio de Janeiro. 74 pp.

Carcavilla L., López J., Durán J. (2007). Patrimonio geológico y geodiversidad: investigación, conservación, gestión y relación con los espacios naturales protegidos. Cuadernos del Museo Geominero 7, IGME, Madrid. 360 pp.

Cruz R., Goy J. & Zazo C. (2013). Geodiversity and Hydrological Patrimony in High Mountain Areas. Gredos Range: Béjar and El Barco Massifs, Spain. Inventory and Cataloguing. In: Management of Water Resources in Protected Areas (H. Farfán, J. Corvea, I. Bustamante and J. LaMoreaux, Eds.). Springer, Environmental Earth Science Series, 329-338.

Gray M. (2013). Geodiversity: Valuing and Conserving Abiotic Nature, Wiley, 2nd Ed., 508 pp.

Hjort J., Luoto M. (2010). Geodiversity of high-latitude landscapes in northern Finland. Geomorphology, 115(1-2), 109-116.

MINEROPAR - Minerais do Paraná (2006a) Atlas geológico do Paraná, escala 1:250.000. Modelos reduzidos a 1:500.000. Governo do Paraná, Secretaria de Estado da Indústria, Comércio e Turismo, Curitiba.

MINEROPAR - Minerais do Paraná (2006b) Cartas Geomorfológicas do Estado do Paraná, escala 1:250.000. Modelos reduzidos a 1:500.000. Governo do Paraná, Secretaria de Estado da Indústria, Comércio e Turismo, Curitiba.

Pereira D.I., Pereira P., Brilha J., Santos L. (2013) Geodiversity assessment of Parana State (Brazil): an innovative approach. Environmental Management, 52, 541-522.

Santos L.C., Oka-Fiori C., Canali N., Fiori A., Silveira C., Silva J. (2009). Morphostructural Mapping of Paraná State, Brazil. Journal of Maps, v.2009, 170-178.

Serrano E., Ruiz-Flaño P. (2007). Geodiversity: a theoretical and applied concept. Geographica Helvetica, 62(3), 140-147.

Strahler A.N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. Geological Society of America Bulletin, 63(11), 1117-1142.

Strahler A.N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. Transactions of the American Geophysical Union, 8(6), 913-920.

Silva J.P., Pereira D.I., Aguiar A.M., Rodrigues C. (2013). Geodiversity assessment of the Xingu drainage basin. Journal of Maps, 9, 1-9.

Silva J.P., Rodrigues C., Pereira D.I. (2014). Mapping and Analysis of Geodiversity Indices in the Xingu River Basin, Amazonia, Brazil. Geoheritage, DOI 10.10007/s12371-014-0134-8

Simić S. (2011). Hydrological heritage within protection of geodiversity in Serbia - legislation history. Journal of the Geographical Institute Jovan Cvicić, 61(3), 17-32.

Winter T., Harvey J., Franke O., Alley W. (1998). Ground Water and Surface Water: A Single Resource. U.S. Geological Survey Circular 1139, 79 pp.

Simposio: Registro sedimentario del Antropoceno

EL ANTHROPOCENE WORKING GROUP Y LA DEFINICIÓN GEOLÓGICA DEL ANTROPOCENO

A. Cearreta [(1)]

(1) Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Apartado 644, 48080 Bilbao. alejandro.cearreta@ehu.eus

Abstract (The Anthropocene Working Group and the geological definition of the Anthropocene): *Humans developed an increasing, although regional and highly diachronous, influence on the Earth thousands of years ago. With the onset of the Industrial Revolution humanity represented a more pronounced geological force, although it was not until mid-20th century when the planetary impact of the Great Acceleration became a global and synchronous phenomenon. The AWG proposes a boundary located at 1945 as an historical turning point determined by the explosion of the Trinity nuclear bomb at Alamogordo (USA) or alternatively at 1952 based on the chemostratigraphical signal represented by the initiation of the radionuclides fallout record. A possible GSSP should be localized between 30-60 degrees north of the Equator, where radioactive fallout is maximum, in shallow marine or lake environments.*

Palabras clave: AWG, Antropoceno, límite, pruebas atómicas
Key words*: AWG, Anthropocene, boundary, nuclear tests*

INTRODUCCIÓN

El término "Antropoceno" fue acuñado inicialmente por Crutzen y Stoermer (2000) para reflejar la intensidad de la modificación humana sobre la superficie terrestre y enseguida comenzó a utilizarse de modo generalizado. Actualmente está siendo evaluado como una posible nueva unidad dentro de la Tabla Cronoestratigráfica Internacional por el Anthropocene Working Group (AWG, quaternary.stratigraphy.org/workinggroups/anthropocene/) que forma parte de la Comisión Internacional de Estratigrafía. Desde el año 2009 el AWG, que está constituido por 38 geocientíficos/as, está examinando las distintas evidencias para determinar la posible validez, el nivel jerárquico, y la duración de esta posible unidad en la escala del tiempo geológico (Zalasiewicz et al., 2012). Un informe sobre las evidencias y recomendaciones elaboradas por el AWG será presentado durante el próximo International Geological Congress en Ciudad del Cabo (Suráfrica) el próximo año 2016.

Algunos trabajos del AWG han analizado si el concepto es geológicamente justificable, si su formalización es de utilidad para la comunidad científica y cómo puede ser caracterizado y definido. Recientemente, Zalasiewicz et al. (2015) han evaluado la cuestión de su límite inicial. Este límite es independiente de la formalización definitiva o no del Antropoceno, del mismo modo que existen otros términos estratigráficos no oficiales pero comúnmente utilizados (como Precámbrico o Terciario) para los cuales existe una duración establecida. Tampoco ha sido tratada en detalle la cuestión de su posible nivel jerárquico, aunque la opinión mayoritaria dentro del AWG apunta a un nivel de Época (al igual que el Holoceno).

La Tabla Cronostratigráfica Internacional establece la división básica del tiempo geológico mediante la cual pueden ser clasificados y analizados los 4.600 millones de años de historia de nuestro planeta y todas las rocas que se han formado dentro de ese lapso temporal. Para definir cualquier unidad dentro de esta tabla, quizás el aspecto más importante es el establecimiento de su límite, bien sea su límite inferior dentro de los estratos o su inicio temporal, ya que aporta un nivel sincrónico y correlacionable a nivel global. La historia de la Tierra, tal y como está formalizada, presenta una doble jerarquía de unidades temporales. Por una parte, existe la escala geocronológica que es simplemente temporal y permite, por ejemplo, hablar del Periodo Cuaternario. Por otra parte, tenemos la escala cronoestratigráfica cuya unidad equivalente sería el Sistema Cuaternario, que incluye a todos los materiales depositados durante el Periodo Cuaternario. Por tanto, considerando el Antropoceno, se podría hablar de su historia dentro de la Época Antropoceno y asimismo de su registro material representado por la Serie Antropoceno.

A pesar de su breve duración, la aceleración e intensificación antropogénica de los procesos de erosión y sedimentación en la superficie terrestre ha provocado que el registro físico del Antropoceno sea ya cuantitativamente importante y que una gran parte de ese registro sea claramente diferenciable debido a la novedad geológica de muchos procesos provocados por los humanos.

OPCIONES PARA DEFINIR EL ANTROPOCENO

Desde la definición inicial del concepto, se han propuesto por parte de distintos autores diversas opciones para el inicio del Antropoceno, de las cuales hay 3 alternativas que son más importantes y que implican cambios significativos en la Historia de la Tierra.

Por una parte, existen evidencias crecientes de un impacto humano temprano sobre la superficie terrestre en forma de modificación de hábitats o cambios en la biota. Según Ruddiman (2003, 2013), el inicio de la agricultura modificó los niveles de dióxido de carbono (desde 260 a 280 ppm a lo largo

de varios miles de años) y mantuvo estable la temperatura durante el Holoceno evitando o retrasando la transición a la siguiente fase glaciar. Esta idea del Antropoceno temprano pone especial atención en las señales asociadas con el inicio de la deforestación, la agricultura y la domesticación animal. Las comunidades humanas dejaron localmente un abundante registro arqueológico (Edgeworth et al., 2015) que hace a este interglaciar diferente de las fases cálidas previas. Según esta idea, apoyada por la comunidad arqueológica, el Antropoceno pudo comenzar hace mucho tiempo.

En la práctica, el límite del Antropoceno temprano basado en señales estratigráficas de origen humano es difícil de seguir y correlacionar, ya que los indicadores de cambio antropogénico (artefactos, biotas vegetales y animales modificadas antropogénicamente) reflejan la variable expansión e intensidad del dominio humano. Los criterios para definir este intervalo son típicamente reconocibles local y regionalmente, pero globalmente son diacrónicos a escalas de tiempo que oscilan entre milenios y decenas de milenios. Además, esta hipótesis presenta un amplio solapamiento con el Holoceno que haría del Antropoceno un concepto superfluo como unidad diferenciada del tiempo geológico.

En segundo lugar, la propuesta original sobre el Antropoceno (Crutzen, 2002) relacionaba claramente su inicio con la Revolución Industrial, al comienzo del siglo XIX, tras la invención de la máquina de vapor. Este momento representa el salto desde un largo periodo de lento e irregular crecimiento de la población humana que expandió la modificación agrícola de la superficie terrestre y el uso de energía mediante una combinación de madera y fuerza muscular, a un intervalo de rápido crecimiento de la población humana, ligada al desarrollo urbano y la industrialización alimentada por una utilización creciente de combustibles fósiles.

La importancia del Antropoceno recae en que no debe ser indicativo de las primeras evidencias de trasformación ambiental por parte de nuestra especie (es decir, una perspectiva antropocéntrica de la Geología), sino en la magnitud, la intensidad y la duración de esa transformación del planeta (que actualmente es de origen humano). Un límite asociado con el inicio de la Revolución Industrial sería más claramente representativo de un gran cambio planetario. Sin embargo, en términos de correlación, este límite replica en menor medida los problemas asociados con el límite del Antropoceno temprano. Así, la Revolución Industrial se expandió desde Inglaterra hasta Europa continental y Norteamérica durante un intervalo temporal de un siglo (Waters et al., 2014b) y, en algunos aspectos, la industrialización actual de China o India representa su continuación. Las señales estratigráficas directas asociadas con la industrialización y su urbanización paralela son, por tanto, diacrónicas y están afectadas por discontinuidades a pequeña escala. Las señales globales como el ascenso en los niveles de dióxido de carbono son graduales a lo largo de décadas y, por tanto, de escasa utilidad para determinar un límite preciso.

Por último, la historia ambiental más reciente ha mostrado a partir de la Segunda Guerra Mundial una fase de incremento acelerado de la población humana y un enorme crecimiento económico global, que han provocado un cambio ambiental de escala e intensidad sin precedentes. Esta fase ha sido denominada la “Gran Aceleración” (Steffen et al., 2007, 2015). Desde 1945 la proporción de personas viviendo en ciudades se ha disparado desde un 27% hasta el 53% actualmente (en números absolutos, de 730 millones a 3.700 millones). Esta “Gran Aceleración” ha sido identificada como un enorme cambio cualitativo en la actividad humana sobre el planeta y aparece reflejada también en distintos marcadores estratigráficos descritos en Waters et al. (2014a). Estos marcadores incluyen la difusión global de radionucleidos artificiales a partir de las explosiones atómicas atmosféricas, la duplicación del almacén de nitrógeno reactivo como resultado de la producción de fertilizantes mediante el proceso Haber−Bosch, la creación y dispersión global en el medio de nuevos materiales (plásticos, desechos de aluminio) de origen humano y artefactos que pueden ser considerados como tecnofósiles (Zalasiewicz et al., 2014), la dispersión global de contaminantes por la expansión de las actividades industriales que incluyen nuevos compuestos orgánicos y grandes concentraciones de metales pesados, las extinciones e invasiones de especies terrestres y marinas que modifican la composición de las comunidades bióticas y que dejarán un claro registro paleontológico, la aceleración en la combustión de hidrocarburos que ha provocado el incremento de 120 ppm en los niveles de CO_2 atmosférico desde mediados del siglo XX, el transporte anual de materiales por actividades humanas que ha triplicado globalmente el transporte sedimentario de los ríos a los océanos, etc.

Algunas de estas señales (como los radionucleidos) son de efectos sincrónicos globales mientras que otras presentan una baja diacronicidad ya que esta segunda mitad del siglo XX se ha caracterizado por la denominada globalización y el asentamiento de una intensa tecnosfera globalmente interconectada (Haff, 2014). Por esta razón, muchas de las señales relacionadas con la industria (por ejemplo, tecnofósiles como los bolígrafos, los CDs o los teléfonos móviles) se difunden rápidamente en el planeta a partir de su creación. Existen múltiples criterios estratigráficos que pueden ser utilizados para identificar depósitos posteriores a la mitad del siglo XX y el AWG considera esta fecha, en base a las evidencias actuales, como la posición óptima para el límite inferior del Antropoceno.

Por otra parte, Wolff (2014) ha sugerido que los mayores cambios debidos a la perturbación humana están aún por venir en el futuro y que, por tanto, es necesaria una perspectiva a más largo plazo para poder valorar adecuadamente el Antropoceno. El AWG está de acuerdo en que los mayores cambios están aún por llegar y que el carácter estratigráfico del Antropoceno probablemente aparecerá de modo diferente desde una perspectiva futura, conforme otras señales estratigráficas se vayan produciendo, por ejemplo, mediante una trangresión marina o una extinción masiva. Sin embargo, la escala de estos cambios nos indican ya perturbaciones de tal magnitud que son comparables con otros cambios a

nivel epocal. El Antropoceno tiene ya una base geológica robusta y refleja la realidad geológica actual, presenta utilidad práctica, se utiliza de modo generalizado y, de hecho, se está convirtiendo en un concepto central e integrador en la consideración del cambio global. Por tanto, el AWG considera que una definición inicial de su duración como unidad, independientemente de su estatus formal, puede ser de gran interés científico.

LOCALIZACIÓN PRECISA DEL LÍMITE

Todas las unidades del Eón Fanerozoico dentro de la Tabla Cronostratigráfica Internacional han sido ya definidas, o se prevé su definición, mediante un Estratotipo Global de Límite (GSSP-Global Boundary Stratigraphic Sections and Points = 'golden spikes' o clavos dorados). El registro fósil, idealmente en combinación con señales isotópicas y paleomagnéticas, se considera de mayor resolución que la selección de fechas numéricas establecida mediante una Convención de Edades Absolutas (GSSA-Global Standard Stratigraphic Ages). La última unidad temporal definida mediante un GSSA, el Holoceno (anteriormente situada en 10.000 años por radiocarbono antes de 1950 Common Era), ha sido reemplazada recientemente por un GSSP datado en 11.703 años mediante capas de hielo antes de 2000 CE. Se localiza a 1.492,45 m de profundidad dentro del sondeo de hielo NGRIP en Groenlandia (Walker et al., 2009) identificado, entre otros, por un cambio en la composición de deuterio.

En el caso del Antropoceno no está claro que un GSSP ofrezca ventajas prácticas significativas respecto a un GSSA. En el marco temporal considerado, el registro estratigráfico puede combinarse con el registro histórico e instrumental, por lo que el marco temporal estándar (años relativos del calendario Gregoriano) puede ser utilizado en la práctica. La consideración del año 1950 como GSSA dividiría el siglo en dos mitades, y asimismo se situaría en el punto de referencia tradicional para la datación por radiocarbono y la notación "antes de la actualidad (BP)". Sin embargo, considerando la combinación de los posibles indicadores estratigráficos y de las distintas etapas significativas en la Historia de la Tierra, el AWG ha propuesto el inicio de la era nuclear, que condujo a la dispersión planetaria de radionucleidos artificiales, como posible límite estratigráfico para el Antropoceno. Por ello, una posibilidad sería que el Antropoceno (como concepto formal o informal) comenzase históricamente en el momento de la detonación de la bomba atómica Trinity en Alamogordo, Nuevo México (USA), a las 11:29:21 h (según el meridiano de Greenwich) del 16 de julio 1945. Este evento tendría un paralelismo con el límite Cretácico-Paleógeno que, aunque definido mediante un GSSP en El Kef (Túnez), se ha determinado en el momento preciso del impacto meteorítico en la Península de Yucatán (Molina et al., 2006).

Las pruebas atómicas y su utilización bélica en el caso de Hiroshima y Nagasaki (6 y 9 de agosto 1945), dieron lugar a una distribución regional y global de sus isótopos radioactivos. La mayor parte de los radionucleidos antropogénicos actualmente en el medio ambiente (almacenados en suelos y sedimentos) se originaron en las pruebas atómicas atmosféricas que tuvieron lugar durante un periodo de 35 años desde 1945 hasta 1980. Se hicieron 543 pruebas atómicas atmosféricas, principalmente en Asia central, el Océano Pacífico y el oeste de los Estados Unidos. La frecuencia de estas pruebas fue máxima entre 1951-1958 y particularmente en 1961-1962, y fueron interrumpidas por una moratoria (UNSCEAR, 2000). Desde 1945 a 1951 las pruebas se efectuaron con bombas de fisión que provocaron la entrada troposférica de radioisótopos en las latitudes a las que tuvieron lugar las explosiones atómicas. Las pruebas con bombas más grandes de fusión (termonucleares o de hidrógeno) comenzaron en 1952 y produjeron la entrada estratosférica de radioisótopos que se dispersaron a lo largo de toda la superficie terrestre, con un pico bien marcado durante 1961-1962. La entrada de estos radionucleidos fue disminuyendo rápidamente durante los últimos años 1960s cuando las pruebas pasaron a ser mayoritariamente bajo tierra y cesaron en 1980 (Waters et al., 2015).

El isótopo radioactivo más reconocido globalmente como resultado de estos programas militares ha sido el Cesio-137. No hay fuentes naturales de este radioisótopo que muestra su primer incremento atmosférico pronunciado en el hemisferio norte en 1954 y un máximo bien definido en 1963. Este isótopo de vida corta ha sido muy utilizado para datar sedimentos recientes (Ritchie y McHenry, 1990), aunque en las próximas décadas será reemplazado por el isótopo de vida larga Plutonio-239 como el radionucleido artificial más detectable sobre el planeta y el mejor marcador cronológico del Antropoceno (Waters et al., 2015). El Pu-239 es raro en la naturaleza pero se trata de un componente importante en la deposición atmosférica derivada de las pruebas atómicas, su elevada vida media (24.110 años) lo convierte en el radionucleido artificial más persistente y detectable durante unos 100.000 años en el futuro (Hancock et al., 2014), tiene una baja solubilidad y una elevada reactividad asociándose rápidamente con partículas orgánicas o arcillosas que le convierten en un marcador estable en las capas de sedimentos y suelo. El plutonio se deposita preferentemente en aguas costeras y lacustres, particularmente en medios pobres en oxígeno y ricos en material orgánica donde existen pocos animales excavadores que puedan bioturbar los niveles sedimentarios. La distribución geográfica de estos radioisótopos muestra que la deposición se encuentra concentrada en latitudes medias (30-60º) de cada hemisferio, es mínima en los polos y el Ecuador, y máxima en el hemisferio norte donde tuvieron lugar la mayor parte de las pruebas atómicas (Livingston y Povinec, 2000).

Un límite localizado en el instante de la explosión de Trinity el año 1945 marcaría un punto de inflexión histórico de significado global asociado con la Gran Aceleración. Sin embargo, en términos estratigráficos prácticos, el año 1952 incluiría todas las señales estratigráficas iniciales de radionucleidos relacionadas con las bombas atómicas. La diferencia entre ambas fechas es sólo de 7 años y representa una delimitación muy precisa para un límite general indicado a mediados del siglo XX. Localizar el límite en un momento exacto de tiempo sería consistente con el Código Estratigráfico Internacional y con la definición del límite Pleistoceno-Holoceno. La

elección final entre ambas fechas dependerá del análisis y debate del conjunto de evidencias estratigráficas que actualmente está reuniendo el AWG.

CONCLUSIONES

La característica del Antropoceno reside no tanto en que represente "las primeras evidencias de actividad de nuestra especie" sino en la magnitud, la intensidad y la duración del cambio provocado por nuestra especie sobre el planeta. Los humanos comenzamos a desarrollar una creciente, pero regional y altamente diacrónica, influencia hace miles de años. Con el inicio de la Revolución Industrial la humanidad se convirtió en un factor geológico más pronunciado, pero fue a partir de mediados del siglo XX cuando el impacto planetario de la Gran Aceleración se convirtió en un fenómeno global y prácticamente sincrónico. Debido a que contamos con un registro instrumental histórico datado con gran precisión y un abundante registro estratigráfico correspondiente a este intervalo de tiempo, el AWG sugiere que un límite para el Antropoceno basado en un GSSA es probablemente más sencillo y directo que uno basado en un GSSP. En consecuencia, propone el límite del Antropoceno o bien en el año 1945 en base al punto de inflexión histórico determinado por la explosion nuclear de Trinity o, alternativamente, en el año 1952 en base a la señal quimioestratigráfica que representa el inicio de la deposición de los isótopos radioactivos sobre la superficie terrestre como resultado de las pruebas atómicas atmosféricas entre 1945 y 1980. Un posible lugar GSSP para definir el Antropoceno estaría idealmente localizado entre los 30 y 60º de latitud al norte del Ecuador, donde la deposición radioactiva es máxima, en ambientes marinos someros o lagos poco disturbados.

Agradecimientos: Este texto es una síntesis de los distintos trabajos publicados colectivamente por los miembros del AWG del cual el autor forma parte. Es una contribución a los proyectos Harea-Grupo de Investigación en Geología Litoral (GV, IT767-13), Unidad de Formación e Investigación en Cuaternario (UPV/EHU, UFI11/09) y Antropicosta-El registro sedimentario antropoceno en los medios litorales cantábricos (MINECO, CGL2013-41083-P). Contribución nº 31 de la Unidad de Investigación Geo-Q Zentroa (Laboratorio Joaquín Gómez de Llarena).

Referencias bibliográficas

Crutzen, P.J. (2002). Geology of Mankind. *Nature*, 415, 23.

Crutzen, P.J., Stoermer, E.F. (2000). The "Anthropocene". *Global Change Newsletter*, 41, 17-18.

Edgeworth, M., Richter, D.D., Waters, C., Haff, P., Neal, C., Price, S.J. (2015). Diachronous beginnings of the Anthropocene: The lower bounding surface of anthropogenic deposits. *The Anthropocene Review*, 2, 1-26.

Haff, P.K. (2014). Technology as a geological phenomenon: implications for human well-being. En: *A Stratigraphical Basis for the Anthropocene* (C.N. Waters, J. Zalasiewicz, M. Williams, M.A. Ellis, A. Snelling, A., Eds). Geological Society of London, Special Publication 395, 301-309.

Hancock, G.J., Tims, S.G., Fifield, L.K., Webster, I.T. (2014). The release and persistence of radioactive anthropogenic nuclides. En: *A Stratigraphical Basis for the Anthropocene* (C.N. Waters, J. Zalasiewicz, M. Williams, M.A. Ellis, A. Snelling, A., Eds). Geological Society of London, Special Publication 395, 265-281.

Livingston, H.D., Povinec, P.P. (2000) Anthropogenic marine radioactivity. *Ocean & Coastal Management*, 43, 689-712.

Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Hardenbol, J., von Salis, K., Steuerbaut, E., Vandenberghe, N., Zagbib-Turki., D. (2006). The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic) at El Kef, Tunisia–original definition and revision. *Episodes*, 29, 263-273.

Ritchie, J.C., McHenry, J.R. (1990). Application of radioactive fallout Cesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: A review. *Journal of Environmental Quality*, 19, 215-233.

Ruddiman, W.F. (2003). The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago. *Climatic Change*, 61, 261-293.

Ruddiman, W.F. (2013). Anthropocene. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41, 45-68.

Steffen, W., Broadgate, W., Deutsch, L., Gaffney, O., Ludwig, C (2015). The trajectory of the Anthropocene: the Great Acceleration. *The Anthropocene Review*, 2, 81-98.

Steffen, W., Crutzen, P.J., McNeill, J.R. (2007). The Anthropocene: are humans now overwhelming the great forces of Nature? *Ambio*, 36, 614-621.

UNSCEAR-United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation (2000). *Sources and Effects of Ionizing Radiation, 2000 Report*. United Nations, New York, 17 pp.

Walker, M., Johnsen, S., Olander Rasmussen, S., Popp, T., Steffense, J-P., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, J., Björck, S., Cwynar, L.C., Hughen, K., Newham, R., Schwander, J. (2009). Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science*, 24, 3-17.

Waters, C.N., Syvitski, J.P.M., Gałuszka, A., Hancock, G.J, Zalasiewicz, J., Cearreta, A., Grinevald, J., Jeandel, C., McNeill, J.R., Summerhayes, C., Barnosky, A. (2015). Can nuclear weapons fallout mark the beginning of the Anthropocene Epoch? *Bulletin of Atomic Scientists*, en prensa.

Waters, C.N., Zalasiewicz, J., Williams, M., Ellis, M.A., Snelling, A. (Eds) (2014a). *A Stratigraphical Basis for the Anthropocene*. Geological Society of London, Special Publication 395, 321 pp.

Waters, C.N., Zalasiewicz, J., Williams, M., Ellis, M.A., Snelling, A., (2014b). A stratigraphical basis for the Anthropocene? En: *A Stratigraphical Basis for the Anthropocene* (C.N. Waters, J. Zalasiewicz, M. Williams, M.A. Ellis, A. Snelling, A., Eds). Geological Society of London, Special Publication 395, 1-21.

Wolff, E.W. (2014). Ice sheets and the Anthropocene. En: *A Stratigraphical Basis for the Anthropocene* (C.N. Waters, J. Zalasiewicz, M. Williams, M.A. Ellis, A. Snelling, A., Eds). Geological Society of London, Special Publication 395, 255-263.

Zalasiewicz, J., Crutzen, P.J., Steffen, W. (2012). Chapter 32. Anthropocene. En: *The Geologic Time Scale 2012* (F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg, Eds). Elsevier, Amsterdam, 1033-1040.

Zalasiewicz, J., Waters, C.N., Williams, M., Barnosky, A.D., Cearreta, A., Crutzen, P., Ellis, E., Ellis, M., Fairchild, I.J., Grinevald, J., Haff, P.K., Hajdas, I., Leinfelder, R., McNeill, J., Odada, E.O., Poirier, C., Richter, D., Steffen, W., Summerhayes, C., Syvitski, J.P.M., Vidas, D., Wagreich, M., Wing, S.L., Wolfe, A.P., Zhisheng, A. (2015) When did the Anthropocene begin? A mid-twentieth century boundary level is stratigraphically optimal. *Quaternary International*, en prensa.

Zalasiewicz, J., Williams, M., Waters, C.N., Barnosky, A.D., Haff, P. (2014). The technofossil record of humans. *The Anthropocene Review*, 1, 34-43.

THE GREAT ACCELERATION, INTENSIFICATION OF GEOMORPHIC HAZARDS AND THE STARTING POINT OF THE ANTHROPOCENE

L.M. Forte [1,2], M.A. Hurtado[1], V. Bruschi [2], J. Bonachea [2], J. Remondo [2], J. Gómez-Arozamena [2], M. da Silva[1], J.L. Cavallotto [3], M. Dantas Ferreira [4], O.J. Pejon [5], L.V. Zuquette[5], A. Cendrero [1,2]

(1) IGS, Universidad Nacional de La Plata, Argentina. *lmforte@igs.edu.ar*
(2) Universidad de Cantabria, Santander, Spain.
(3) Servicio de Hidrografía Naval, Argentina
(4) Universidade Federal de São Carlos, Brazil
(5) Universidade de São Paulo, Escola de Engenharia de São Carlos, Brazil

Resumen: La gran aceleración, intensificación de los riesgos hidrogeomorfológicos y el inicio del Antropoceno. *Se discute la posibilidad de que una de las características del Antropoceno sea una gran intensificación de los procesos geológicos superficiales, como consecuencia del incremento de las actividades humanas, que dan lugar a un "cambio geomorfológico global". Se presentan datos que muestran una correlación significativa entre indicadores de la intensidad de los procesos geomorfológicos (tasas de sedimentación, frecuencia de desastres de tipo hidrogeomorfológico) e indicadores de la actividad humana, a lo largo del último siglo, con un fuerte incremento a partir de la segunda guerra mundial, coincidente con la "Great Acceleration". Se propone que se tome como inicio del Antropoceno el final de la segunda guerra mundial, momento en el que las manifestaciones de la influencia humana sobre el planeta son extensas y generalizadas.*

Key words: Global geomorphic change, geomorphic hazards, the great acceleration.
Palabras clave: *Cambio geomorfológico global, riesgos hidrogeomorfológicos, la gran aceleración.*

INTRODUCTION

Crutzen (2002) proposed that the beginning of the Anthropocene should be established at the end of the 18th century, the start of the industrial revolution, a moment marked by the increase in greenhouse gases in air bubbles contained in glacier ice. Such date certainly marks the moment when humans acquire the potential to modify the planet intensely. However, the actual, profound and generalised change took place after mid-twentieth century, as shown by the many indicators of the Great Acceleration (Steffen et al., 2011; 2015). We think that this moment is also marked by a sharp increase in the rates of geomorphic processes, a *global geomorphic change* that could be one of the characteristics of the Anthropocene.

The aim of this contribution is to present evidence about that possible acceleration, so that it can be incorporated into the debate about the limits of this possible new geological epoch.

METHODOLOGY

The methodology applied is very simple. It is based on the gathering of data on two types of indicators related to the intensity of geomorphic processes: sedimentation rates and frequency of hydrogeomorphic disasters (floods, landslides), and their comparison/correlation with indicators of potential natural (rainfall) and human (population, gross domestic product, cement or energy consumption) drivers. The working hypothesis was that the increase in human activities that transform land surface leads to both a reduction of surface layer resilience and an intensification of geomorphic processes, and that the effect of those activities is (in this realm) greater than that of climate change. As human activities experienced a sharp increase after World War II, so should have done their effects on geomorphic processes, if the hypothesis proposed were correct.

RESULTS AND DISCUSSION

Data on landslide frequency at different spatial scales (Guzzetti and Tonelli, 2004¸ Remondo *et al*., 2005) show an increase of about one order of magnitude in the last half century. Frequency of natural disasters related to hydrogeomorphic processes at world level shows a similar increase (EM-DAT, 2011). Also, sedimentation rates have increased in river basins of quite different size and geomorphic and climate settings (Bonachea *et al*., 2010; Bruschi *et al*., 2012, 2013a, b). Sediment generation and sedimentation rates have also increased in many other regions of the world (Syvitski *et al*., 2005; Restrepo and Syvitski, 2006; Syvitski and Kettner, 2011; Milliman and Farnsworth, 2011).

Rainfall (total precipitation and frequency of intense rainfall episodes) and landslide occurrence or sedimentation rates in the Rio de la Plata basin and several small basins in northern Spain showed quite different trends (Bonachea *et al*., 2010; Bruschi *et al*., 2012, 2013a, b). However, the latter showed a great similitude with indicators of the intensity of human activity related to land surface modification (cement or energy consumption, gross domestic product, GDP).

We should expect all natural disasters included in existing databases to increase with time. First, data-gathering is more complete for recent times. Second, human exposure increases, and therefore probability of damage during a violent natural event. Third, climate change implies greater frequency of extreme weather events, and these affect to both climatic and

hydrogeomorphic disasters. But global geomorphic change should affect only the latter. Thus, if the indicated relationship were real, we should expect: a) disasters due to hydrogeomorphic processes to increase with time more than other natural disasters, b) a correlation between frequency of those disasters and GDP (a synthetic indicator of the magnitude of human activity).

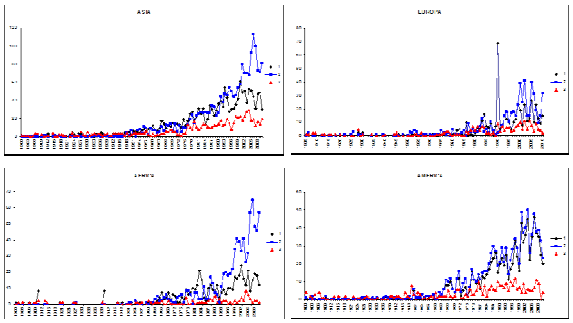


Figure 1. Natural disasters' frequency. 1: climatic. 2: hydrogeomorphic. 3: geologic. After Forte (2011).

Figure 1 shows the frequency trends of the three types of natural disasters: geologic (volcanoes, earthquakes), climatic and hydrogeomorphic (EM-DAT, 2011; Forte, 2011). In the four continents the latter increase the most. Figure 2 compares GDP (HSWE, 2011) and frequency of hydrogeomorphic disasters. The relationship is quite close. Correlation coefficients between GDP (driving force of the cause?) and disasters (effect?), considering a time lag of 5 years, were 0.74 to 0.97.

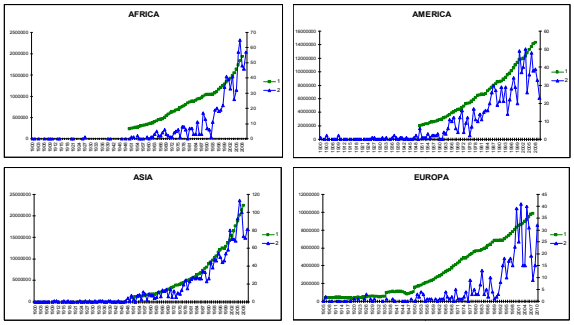


Figure 2, Comparison between hydrogeomorphic disasters frequency (blue) and GDP (Green). After Forte, 2011.

Number of hydrogeomorphic disasters grew by a factor 3 - 40 (depending on the regions) during 1950-2000. In the same period, rainfall increased in certain regions and decreased or remained roughly stable in others, with changes <8% (IPCC, 2007).

If land surface modification were an important factor in the occurrence of hydrogeomorphic disasters, we should expect a correlation between the latter and indicators of the former. Correlation between Land Degradation Index (LDI, Nachtergaele *et al*., 2011) and hydrogeomorphic disasters was analysed. Correlation coefficients between LDI and the growth factor of hydrogeomorphic disasters during the last decade were 0.76 – 0.83, depending on the regions (Forte, 2011; Bruschi et al., 2012).

It therefore appears that both sedimentation rates, which reflect the intensity of denudation processes and sediment generation, and frequency of disaster events related to geomorphic processes, show time patterns and relationships with human activity unlikely to be a mere coincidence. The patterns and correlations presented are coherent with the working hypothesis formulated. It would be desirable to carry out further analyses to confirm or discard the model.

CONCLUSIONS

Data presented support the idea of a relationship between the intensity of surface geological processes and human activity, shown by a *great geomorphic acceleration*, apparently not related to climate change, and that such intensification is one of the characteristic features of the Anthropocene. This acceleration is particularly evident after the end of World War II, coinciding with the Great Acceleration (Steffen et al., 2015) and could be one of the criteria to establish the starting date of the Anthropocene. Apart from the increase in sedimentation rates, other possible indicators of this moment that would remain in the geological record are artificial isotopes produced by nuclear explosions and other human activities, or contaminants produced by the use of motor vehicles, also widespread in all parts of the world after mid-twentieth century. More data should be obtained, from different parts of the world, in order to further test the model and proposal presented.

Acknowledgements. Work supported by projects, CAMGEO (CGL2006-11431; UC29.P001.64004 (Spain) and ANPCyT (Argentina).

References

Bonachea, J., Bruschi, V.M., Hurtado, M., Forte, L.M., daSilva, 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. *Science of the Total Environment,* 408, 2674–2695.

Bruschi, V., Bonachea, J., Remondo, J., Forte, L.M., Hurtado, M.A., Cendrero, A. (2012). ¿Hemos entrado ya en una nueva época de la historia de la Tierra? *Rev. R. Acad. Cienc. Exact. Fís. Nat.* Vol 105 (1), 1-12

Bruschi, V.M., Bonachea, J., Remondo, J., Gómez-Arozamena, J., Rivas, V., Méndez, G., Naredo, J.M., Cendrero, A. (2013a). Analysis of geomorphic systems' response to natural and human drivers in northern Spain: Implications for global geomorphic change. *Geomorphology,* 196: 67–279.

Bruschi, V.M., Bonachea, J., Remondo, J., Gómez-Arozamena, J., Rivas, V., Barbieri, M., Capochi, S., Soldati, M., Cendrero, A. (2013b). Human versus natural factors in land instability; case studies in N Spain. *Environmental Management*, 52: 398-416

Crutzen, P.J. (2002). Geology of mankind. *Nature* 415: 23-23.

EM-DAT (2011). The OFDA/CRED International Disaster Database www.em-dat.net.

Forte, L.M. (2011). *Análisis de las tendencias de variación de las tasas de actividad de los procesos geomorfológicos y de sus implicaciones para los riesgos naturales*. M Sc Thesis, Universidad de Cantabria.

Guzzetti, F., Tonelli, G., (2004). Information system on hydrological and geomorphological catastrophes in Italy: a tool for managing landslide and flood hazards. *Nat. Haz. & Earth System Science*, 4, 213–232.

HSWE, (2011). Historical Statistics for the World Economy. 2011. Groningen Growth and Development Centre, University of Groningen. http://www.ggdc.net/

IPCC. (2007). Fourth Assessment Report. Climate change 2007. Synthesis report. Cambridge University Press

Milliman, J.D., Farnsworth, K.L. (2011). *River discharge to the coastal ocean. A global synthesis*. Cambridge Univ. Press.

Nachtergaele, F., Biancalini, R., Petri, M. (2011). *Land degradation*. SOLAW Background thematic report 3. FAO. Rome.

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.D., Syvitski, J.P.M. (2006). Assessing the Effect of Natural Controls and Land Use Change on Sediment Yield in a Major Andean River: The Magdalena Drainage Basin, Colombia. *Ambio*, 35 (2): 65-74.

Steffen, W., Broadgate, W., Deutsch,L., Gaffney, O., Ludwig, C. (2015). The trajectory of the Anthropocene: The Great Acceleration. *The Anthropocene Review*, 2(1), 81–98.

Steffen, W., Grinevald, J., Crutzen, P., McNeill, J. (2011). The Anthropocene: conceptual and historical perspectives. Philosophical Transactions of the Royal Society A 369, 842-867.

Steffen, W., Broadgate, W., Deutsch,L., Gaffney, O., Ludwig, C. (2015). The trajectory of the Anthropocene: The Great Acceleration. *The Anthropocene Review*, 2(1), 81–98.

Syvitski, J.P.M., Kettner, A. (2011). Sediment flux and the Anthropocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society* A369: 957-975.

Syvitski, J.P.M., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P. (2005). Impacts of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science,* 308, 376-380.

EL ANTROPOCENO EN EL CANTÁBRICO ORIENTAL: QUIMIOESTRATIGRAFÍA ISÓTOPICA DEL PLOMO EN SEDIMENTOS ESTUARINOS

M.J. Irabien [(1)], A. Cearreta [(2)], A. García-Artola[(3)]

(1) Dpto. de Mineralogía y Petrología de la Universidad del País Vasco UPV/EHU. Apdo 644. 48080 Bilbao.
mariajesus.irabien@ehu.eus
(2) Dpto. de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad del País Vasco UPV/EHU. Apdo 644. 48080 Bilbao.
alejandro.cearreta@ehu.eus
(3) Dept. of Marine and Coastal Science, Rutgers University. 71 Dudley Road, New Brunswick, NJ 08901, USA.
agarciaartola@marine.rutgers.edu

Abstract (The Anthropocene in the eastern Cantabrian coast: lead isotope chemostratigraphy in estuarine sediments): *Pb stable isotope ratios have been used as a fingerprinting tool to identify human impact in estuarine sediments from the eastern Cantabrian coast. $^{206}Pb/^{207}Pb$ and $^{206}Pb/^{208}Pb$ ratios exhibit a decreasing trend with time, pointing out the increasing contribution of anthropogenic sources. This shift towards lower values seems to be accelerated in samples deposited from 1950 CE onwards, coinciding with the "Great Acceleration".*

Palabras clave: Isótopos de plomo, sedimentos, Antropoceno, "Gran Aceleración"
Key words*: lead isotopes, sediments, Anthropocene, "Great Acceleration"*

INTRODUCCIÓN

Los estudios de la composición isotópica del plomo han sido ampliamente utilizados en trabajos de interés medioambiental ya que, además de ayudar a confirmar o descartar la presencia de aportes antropogénicos de este metal, contribuyen a identificar sus fuentes (Kómarek et al., 2008). Esta capacidad resulta de especial interés en una etapa geológica como el Antropoceno, marcada por la influencia de los seres humanos en las dinámicas y procesos terrestres. En el escenario actual de discusión científica sobre el momento de inicio de esta posible época, este trabajo aborda el estudio de la evolución de la signatura isotópica del plomo en sedimentos depositados en estuarios del Cantábrico oriental durante tres etapas históricas que parecen resultar cruciales para la definición de este límite estratigráfico (Zalasiewicz et al., 2015): antes de la Revolución Industrial (pre-1800 CE), a lo largo del siglo XIX y primera mitad del XX (1800-1950 CE), y a partir de la "Gran Aceleración" (post-1950 CE).

METODOLOGÍA

Se han analizado sedimentos superficiales de la Ría de Bilbao recogidos en diversas campañas de monitorización entre los años 1998 y 2014. Este medio estuarino ha experimentado una intensa degradación ambiental a partir de mediados del siglo XIX, habiéndose convertido en un canal mareal de morfología totalmente artificial. Por otro lado, también se han estudiado muestras procedentes de cuatro sondeos cortos (<50 cm) perforados en el estuario de Santoña, que presenta un mejor estado de conservación de sus condiciones naturales, y en la Reserva de la Biosfera de Urdaibai. Estos materiales han sido datados en trabajos previos en base a la distribución vertical de los radionucleidos de vida corta ^{210}Pb y ^{137}Cs (Leorri et al., 2014a, 2014b; Irabien et al., 2015).

La medida de la composición isotópica del plomo se ha llevado a cabo en el Servicio de Geocronología y Geoquímica Isotópica-SGIker de la Universidad del País Vasco UPV/EHU, utilizando un espectrómetro MC-ICP-MS Neptune (Thermo Fisher Scientific). La exactitud y reproductibilidad del método fue confirmada por la medida repetida del patrón isotópico de plomo NBS5981.

DATOS

En la Figura 1 se han representado las relaciones de los isótopos ^{206}Pb, ^{207}Pb y ^{208}Pb en los sedimentos estudiados y en distintos productos relacionados con las actividades humanas, tales como gasolinas, carbón y aerosoles (Monna et al., 1997; Alvarez-Iglesias et al., 2012). Estos contaminantes se caracterizan por presentar las signaturas isotópicas más bajas ($^{206}Pb/^{207}Pb$=1,111±0,026; $^{206}Pb/^{208}Pb$=0,464±0,007). Teniendo en cuenta las distintas etapas históricas consideradas, las relaciones isotópicas en los sedimentos muestran una tendencia decreciente a lo largo del tiempo, tal y como refleja la evolución de sus valores medios: $^{206}Pb/^{207}Pb$=1,198±0,003 y $^{206}Pb/^{208}Pb$=0,483±0,001 en la etapa previa a 1800 CE (n=17), $^{206}Pb/^{207}Pb$=1,189±0,004 y $^{206}Pb/^{208}Pb$=0,481±0,001 entre los años 1800 y 1950 CE (n=14), y $^{206}Pb/^{207}Pb$=1,176±0,007 y $^{206}Pb/^{208}Pb$=0,478±0,001 a partir de 1950 CE (n=26).

INTERPRETACIÓN

El desplazamiento generalizado hacia valores menos radiogénicos en los sedimentos depositados a partir de ca. 1800 CE tiene su origen en la creciente influencia de los aportes de procedencia antropogénica enriquecidos en este metal (ver representación en la Figura 1), producidos a partir de la Revolución Industrial. Al igual que ocurre con otra serie de indicadores globales de la actividad humana (Steffen et al., 2011, 2015), en este caso también parece haberse producido una cierta aceleración del proceso en los últimos ca. 60 años, ya que el descenso de los valores medios de las signaturas

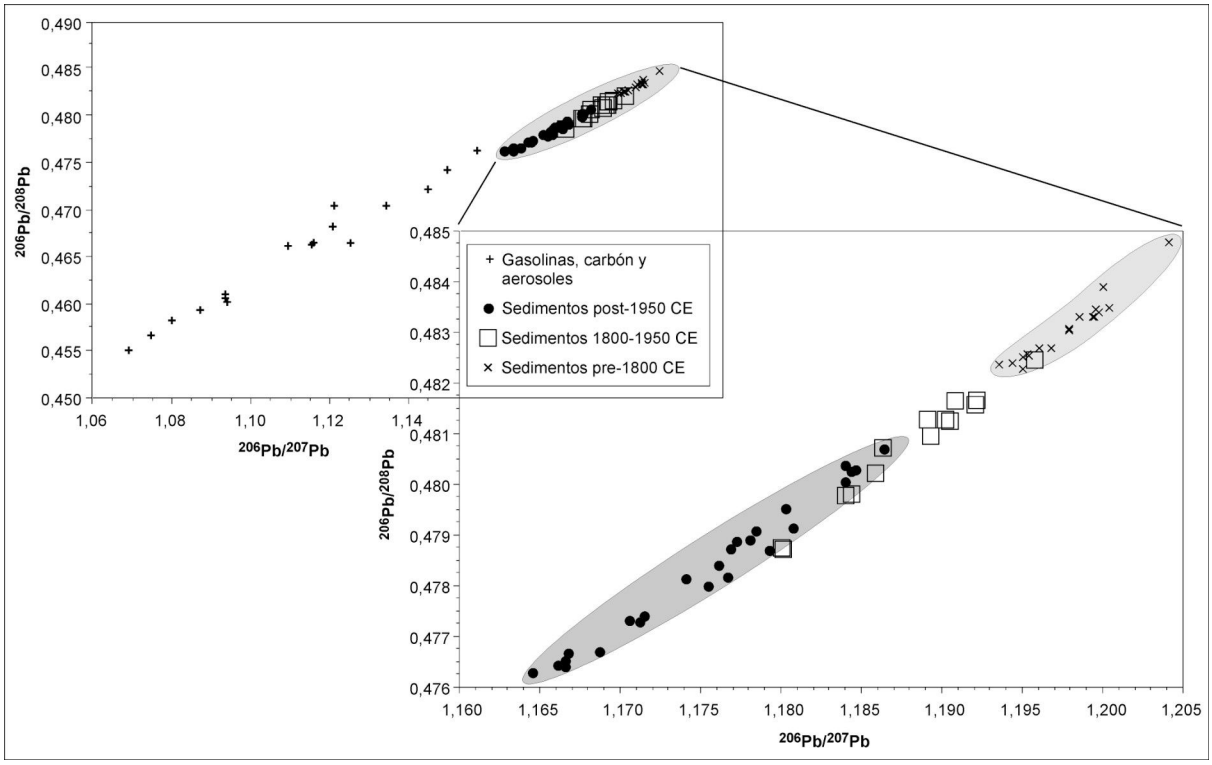


Fig. 1: Agrupación temporal de la relación isotópica de ^{206}Pb, ^{207}Pb y ^{208}Pb en los sedimentos estudiados del litoral cantábrico oriental.

isotópicas experimentado durante este intervalo de tiempo es incluso superior al determinado en los 150 años anteriores.

CONCLUSIONES

La relación entre distintos isótopos estables de Pb puede ser utilizada como una huella geoquímica para identificar el impacto humano en los sedimentos estuarinos del litoral cantábrico oriental. Las relaciones isotópicas $^{206}Pb/^{207}Pb$ y $^{206}Pb/^{208}Pb$ muestran valores decrecientes con el tiempo indicando una creciente contribución de las fuentes antropogénicas. Esta variación se muestra acentuada en las muestras depositadas desde 1950 CE, coincidiendo con la "Gran Aceleración".

Agradecimientos: Trabajo financiado por los proyectos Antropicosta-El registro sedimentario antropoceno en los medios litorales cantábricos (MINECO, CGL2013-41083-P), Harea-Grupo de Investigación en Geología Litoral (Gobierno Vasco, IT767-13), y Unidad de Formación e Investigación en Cuaternario (Universidad del País Vasco UPV/EHU, UFI11/09). Contribución #32 de Geo-Q Zentroa (Laboratorio Joaquín Gómez de Llarena).

Referencias bibliográficas

Alvarez-Iglesias, P., Rubio, B., Millos, J. (2012) Isotopic identification of natural vs. anthropogenic lead sources in marine sediments from the inner Ria de Vigo (NW Spain). *Science of the Total Environment*, 437, 22-35.

Irabien, M.J., García-Artola, A., Cearreta, A., Leorri, E. (2015) Chemostratigraphic and lithostratigraphic signatures of the Anthropocene in estuarine areas from the eastern Cantabrian coast (N. Spain). *Quaternary International,* 364, 196-205.

Komárek, M., Ettler, V., Chrastný, V., Mihaljevič, M. (2008) Lead isotopes in environmental sciences: a review. *Environment International*, 34, 562-577.

Leorri, E., Cearreta, A., Irabien, M.J., García-Artola, A., Corbett, D.R., Horsman, E., Blake, W.H., Sánchez-Cabeza, J.A. (2014a) Anthropogenic disruptions of the sedimentary record in coastal marshes: examples from the southern Bay of Biscay. *Continental Shelf Research*, 86, 132-140.

Leorri, E., Mitra, S., Irabien, M.J., Zimmerman, A.R., Blake, W.H., Cearreta, A. (2014b) A 700 yr record of combustion-derived pollution in northern Spain: Tools to identify the Holocene/Anthropocene transition in coastal environments. *Science of the Total Environment*, 470-471, 240-247.

Monna, F., Lancelot. J., Croudace, I.W., Cundy, A.B., Lewis, J.T. (1997) Pb isotopic composition of airborne particulate material from France and the southern United Kingdom: implications for Pb pollution sources in urban areas. *Environmental and Science Technology*, 31, 2277-2286.

Steffen, W., Grinevald, J., Crutzen, P., McNeill, J. (2011) The Anthropocene: conceptual and historical perspectives. *Philosophical Transactions of the Royal Society,* 369, 842-867.

Steffen, W., Broadgate, W., Deutsch, L., Gaffney, O., Ludwig, C. (2015) The trajectory of the Anthropocene: The Great Acceleration. *The Anthropocene Review*, 2, 81-98.

Zalasiewicz, J., Waters, C.N., Williams, M., Barnosky, A.D., Cearreta, A., Crutzen, P., Ellis, E., Ellis, M.A., Fairchild, I.J., Grinevald, J., Haff, P.K., Hajdas, I., Leinfelder, R., McNeill, J., Odada, E.O., Poirier, C., Richter, D., Steffen, W., Summerhayes, C., Syvitski, J.P.M., Vidas, D., Wagreich, M., Wing, S.L., Wolfe, A.P., An, Z., Oreskes, N. (2015) When did the Anthropocene begin? A mid-twentieth century boundary is stratigraphically optimal. *Quaternary International*, DOI: 10.1016/j.quaint.2014.11.045.

EVIDENCIAS DEL ANTROPOCENO EN EL CANTÁBRICO ORIENTAL

J. Remondo [(1)], J. Bonachea [(1)], V. Rivas [(2)], V. Bruschi [(3)], J. Gómez-Arozamena [(4)], A. González-Díez [(4)], J.R. Díaz de Terán [(1)], A. Cendrero [(1)]

(1) DCITIMAC, Facultad de Ciencias, Universidad de Cantabria. Av. de los Castros s/n. 39005-Santander. remondoj@unican.es
(2) Depto. Geografía, urbanismo y ordenación del territorio, Universidad de Cantabria.
(3) Depto. Ciencia e ingeniería del terreno y de los materiales, Universidad de Cantabria.
(4) Depto. Ciencias Médicas y Quirúrgicas, Universidad de Cantabria.

Abstract (Anthropocene evidences in the southern Bay of Biscay, N. Spain): *This contribution presents a review of some geological evidences of the Anthropocene, recorded in the southern Bay of Biscay (northern Spain), mainly on the basis of former manuscripts by the authors. Evidences founded include changes in the stratigraphic record: a higher occurrence of anthropic sediments, frequently characterized by increasing contents of heavy metals and organic contaminants in the estuarine sediments of the last century, as well as a high rise of sedimentation rates in the estuaries of the region, particularly after the second half of the past century. Some geomorphological indicators also describe the evolution of the Earth's surface during the last decades: erosion-excavation and construction of new morphologies and deposits, as well as the increasing intensity of the geomorphic processes. Estimates in the region for human-induced erosion rate are 2 orders of magnitude higher than natural ones. Both types of evidences, more related to human activity than climate change or sea level rise, should be considered to establish a new epoch.*

Palabras clave: Antropoceno, tasas de erosión y sedimentación, Cambio Global, Cantábrico oriental
Key words*: Anthropocene, erosion and sedimentation rate, Global Change, southern Bay of Biscay*

INTRODUCCIÓN

Diversos autores han puesto de manifiesto que estamos inmersos en una nueva época de la historia de la Tierra, caracterizada por una decisiva influencia de los seres humanos en el funcionamiento del planeta (Crutzen y Stoermer, 2000; Crutzen, 2002; Steffen et al., 2011). Normalmente, la definición de las divisiones de los tiempos geológicos se ha establecido a partir de la identificación de cambios significativos en el registro geológico, tales como la fauna y flora del registro fósil, inversiones paleomagnéticas, cambios litológicos debidos a cambios climáticos y/o variaciones en el funcionamiento de los procesos geodinámicos internos y externos deducibles a partir del registro estratigráfico, etc. Resulta de interés analizar algunas evidencias que indiquen si las condiciones geológicas actuales son significativamente diferentes a las anteriores, de manera que se justifique la existencia de una nueva época, el Antropoceno. En este trabajo se revisan algunas evidencias geológicas de la literatura publicada referidas al Cantábrico oriental (Figura 1) y que pueden ser indicativas del Antropoceno en esta zona.

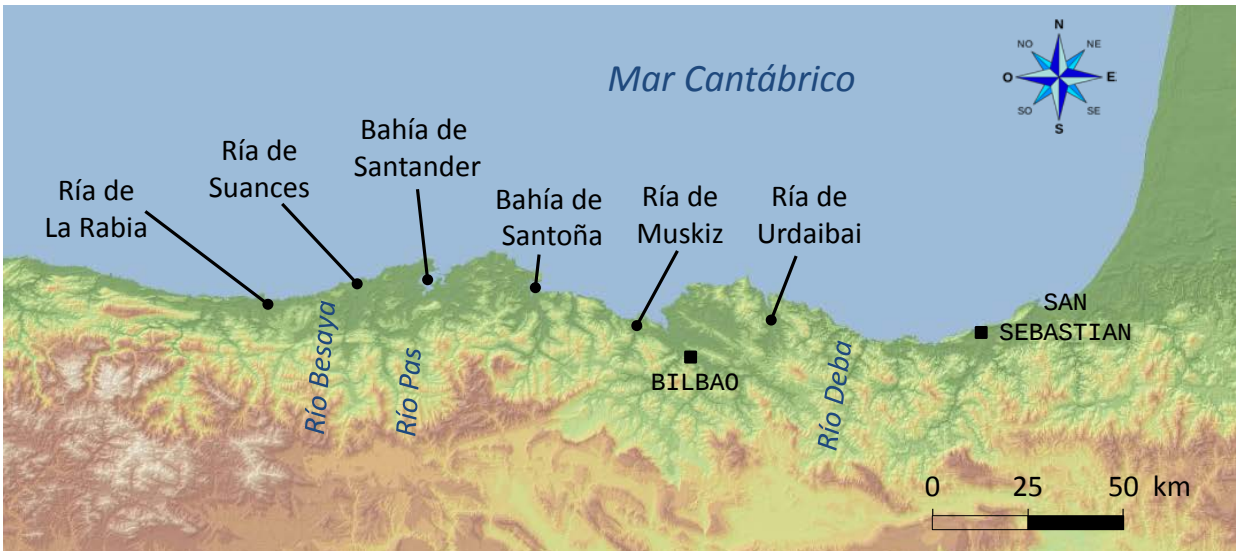


Fig. 1: Modelo de relieve del Cantábrico oriental en el que se indican la situación de los lugares citados en el texto.

EVIDENCIAS GEOLÓGICAS

Las manifestaciones más evidentes de los cambios producidos por el ser humano se hacen especialmente patentes en la superficie del planeta, a través de procesos geomorfológicos de erosión (excavación) y construcción de morfologías (antropogeoformas) que modifican la superficie terrestre (Bruschi et al., 2011). Según Rivas et al. (2006), la denudación directa causada por el ser humano para todas las tierras emergidas del planeta

equivaldría a 1 mm a^{-1} y a 3,2 mm a^{-1} para el valle del río Besaya (Cantabria). Este valle presenta unas características naturales y socioeconómicas bastante representativas de la región cantábrica oriental. Durante el pasado siglo en la cuenca del Besaya la superficie urbana per capita creció más de un 100 %, pero es más significativo aún el aumento de los volúmenes de excavación por construcción de edificios e infraestructuras y por actividades mineras. Por el contrario la denudación debida a los procesos naturales es muy inferior. La tasa de erosión natural en la misma zona ha sido estimada por Rivas et al. (2006) en 0,01 mm a^{-1} para las últimas décadas del siglo pasado. Para periodos anteriores más largos, entre el 6000 BP y la Prehistoria, en los que la influencia de la actividad humana fue muy limitada, González-Díez et al. (1996; 1999) estimaron tasas de entre 0,004 y 0,06 mm a^{-1}. Es decir, las tasas de denudación en condiciones naturales en el Cantábrico oriental están entre 10^{-2} y 10^{-3} mm a^{-1}. En conclusión, en el cantábrico oriental la magnitud de la erosión producida por el ser humano, directa e indirectamente, sería el triple de la media para todo el planeta y 2 órdenes de magnitud superior a la huella geomorfológica de los procesos naturales.

Estos cambios significativos sobre el territorio, causados por la actividad humana, pueden afectar a los procesos superficiales y dejar huellas identificables en el registro sedimentario. Así, las modificaciones arriba descritas deben traducirse en cambios del registro sedimentario, tanto cuantitativa como cualitativamente. Desde un punto de vista cuantitativo, existen numerosas evidencias de sedimentos de origen antrópico desde el Pleistoceno. Estas evidencias son tanto más frecuentes cuanto más cerca del presente nos encontremos. Zulueta y Zumalabe (1990) y Bermejo et al. (1987) describen los ejemplos notables de registros con restos antrópicos del Cantábrico oriental. Rivas et al. (2006) y Cendrero y Díaz de Terán (1977) analizan algunos registros sedimentarios producidos por el ser humano. No obstante, su perdurabilidad en el registro geológico es limitada por tratarse de depósitos de transición sedimentaria. Cearreta et al. (2002; 2013) y Leorri et al. (2014) han estudiado el registro sedimentario reciente (últimos cien años y anterior) en varios estuarios y marismas del cantábrico oriental, fundamentalmente mediante análisis micropaleontológico, sedimentológico, geoquímico y radiométrico. Los autores detectan variaciones ambientales, de origen natural o antrópico, en registros sedimentarios continuos, así como anomalías sedimentarias (p. ej. anomalías radiométricas) causadas por la actividad humana. En la mayoría de las cuencas del Cantábrico oriental estudiadas (La Rabia, Suances - Besaya, Santander, Santoña, Muskiz, Urdaibai) se ha registrado un aumento (3 a 7 veces) en las tasas de sedimentación, especialmente significativo desde la segunda mitad del siglo XX (Figura 2) (Irabien et al., 2008; Bruschi et al., 2008; 2013a). Las tendencias de cambio observadas se asemejan a las tendencias de variación de los impulsores humanos (población, riqueza, etc.), en mayor medida que a los naturales (Bruschi et al., 2011). El régimen de precipitaciones y los caudales de los cursos de agua de la región tienden a disminuir desde la mitad del pasado siglo. La única excepción lo constituye el nivel del mar, que ha ascendido unos 10 cm en el mismo periodo y que, probablemente, deje una señal en el registro sedimentario de las zonas costeras.

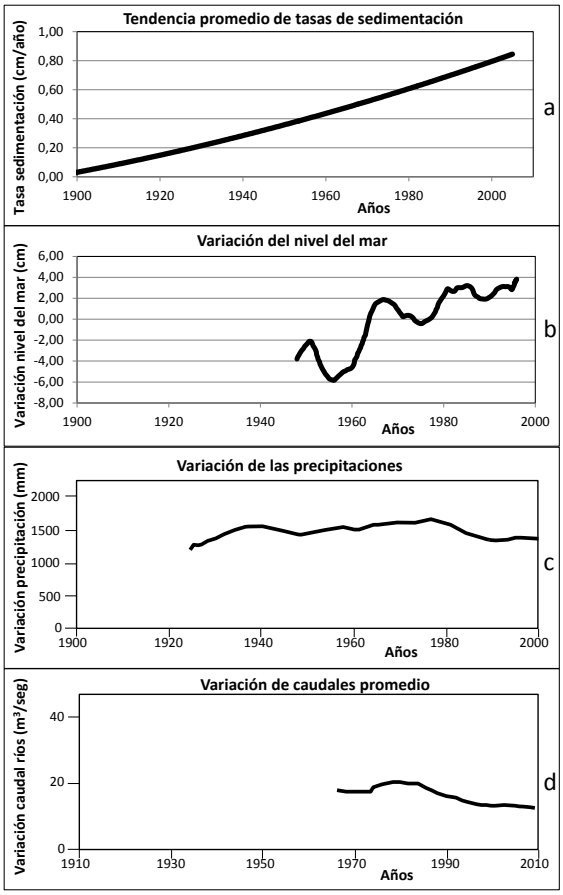


Fig. 2: Evolución reciente de varios parámetros en el Cantábrico oriental. a) Tasas de sedimentación promedio en los estuarios de La Rabia, Suances, Santander, Santoña y Muskiz (a partir de Irabien et al. (2008) y Bruschi et al. (2008; 2013a). b) Nivel medio del mar en el mareógrafo de Santander (modificado de Marcos et al., 2005). c) Variación media de las precipitaciones anuales totales en la costa cantábrica oriental, media móvil (10 años). d) Variación de los caudales medios de los ríos de Cantabria, media móvil (10 años).

Desde un punto de vista cualitativo los sondeos en los estuarios cantábricos muestran concentraciones crecientes en metales pesados, arsénico, hidrocarburos policíclicos aromáticos y compuestos organohalógenos extraíbles desde comienzos del siglo XX (Viguri et al., 2008). Tales concentraciones tienen su génesis en actividades humanas, fundamentalmente procedentes de efluentes industriales (metales) y de aguas residuales (compuestos orgánicos) que se propagan en las cuencas, aguas abajo, hacia el mar (Martínez-Santos et al., 2015). Estos criterios geoquímicos son, a juicio de los autores, el marcador más evidente en el registro sedimentario que indicaría la existencia de una nueva época geológica en la región, el Antropoceno.

Las modificaciones de la superficie terrestre producidas por el ser humano podrían además estar produciendo, tal y como sugieren algunos autores (González-Díez et al., 1999; Remondo et al., 2005), variaciones en el funcionamiento de los procesos

geomorfológicos superficiales (deslizamientos, dolinas de subsidencia, etc.), en términos de una mayor frecuencia y/o magnitud de los procesos y, en consecuencia, incrementando las amenazas naturales. Este fenómeno se ha registrado en el Cantábrico oriental (valle del Pas), a escala de milenios (González-Díez et al., 1999), como consecuencia de cambios antrópicos (p. ej. aparición del hombre neolítico). También se han registrado ese mismo tipo de relaciones, con mayor precisión, en épocas más recientes. Así, la frecuencia de los deslizamientos en el curso bajo del río Deba (Guipúzcoa) ha crecido significativamente desde los años cincuenta del pasado siglo, fecha de los primeros datos disponibles (Remondo et al., 2005). Para esa misma zona, Bruschi et al. (2013a y b) encuentran una ligera relación entre elevadas frecuencias de procesos de inestabilidad (deslizamientos, denudación y generación de sedimentos) y cambios en la superficie del terreno resultado de actividades humanas. Por el contrario, las precipitaciones totales o la frecuencia de lluvias intensas muestran una tendencia a la disminución, especialmente a partir de la década de los años ochenta. Estos autores también han encontrado una correlación entre los deslizamientos y la red de carreteras, consecuencia de alteraciones en la geometría del terreno y en la escorrentía superficial. En la cuenca de Rioturbio (La Rabia, Cantabria), otro contexto ambiental con menor grado de actividad antrópica, los incrementos en las tasas de sedimentación encontradas se relacionan con talas forestales, incendios y cambios de uso, y no así con el régimen de precipitaciones (Bruschi et al., 2013b). En todo caso, el agua es el principal agente geológico responsable de la erosión transporte y sedimentación. Las aguas superficiales arrastran los suelos de las laderas hacia los cauces, especialmente en episodios de elevada precipitación y caudal alto, tal y como señalan Martínez-Santos et al. (2015) en un estudio de la cuenca del Deba (Guipúzcoa).

Según Cendrero et al. (2006), la cadena de relaciones causa-efecto que ligaría el incremento de las actividades humanas con la intensidad de los procesos geomorfológicos seguiría el modelo: fuerza motriz (más población, más riqueza, más capacidad tecnológica de intervención sobre el territorio) – presión (más intervención humana sobre la superficie terrestre) – impactos sobre el estado (cambios en el funcionamiento de los procesos y en la sensibilidad de las formaciones superficial) – respuesta (aumento de la frecuencia o intensidad de los procesos geomorfológicos.

Así, como consecuencia del incremento de la actividad humana cabría esperar una aceleración de los procesos geológicos superficiales, una mayor producción de sedimentos y por consiguiente, mayores tasas de sedimentación, tal y como parece estar sucediendo. Obviamente, tanto los agentes naturales como los antrópicos actúan simultáneamente, por lo que para desentrañar la contribución humana a tales procesos habría que desacoplar la señal geológica debida a cada uno de ellos, lo que es muy complejo.

CONCLUSIONES

Los datos presentados más arriba parecen dejar pocas dudas sobre la elevada y creciente influencia del ser humano sobre la superficie terrestre y sobre los procesos superficiales. En el Cantábrico oriental se constatan numerosas huellas que así lo indican: en el registro estratigráfico (en la naturaleza de los sedimentos, en la composición química y en las tasas de sedimentación) y en la geomorfología (directamente por erosión-excavación y construcción de nuevas formas y depósitos e, indirectamente, por alteración en la frecuencia y/o intensidad de los procesos). Sin embargo, el establecimiento de una nueva época geológica y cuándo ésta se inicia (cuándo se produce el cambio) es más incierto.

El aumento en el tiempo de la intensidad de los procesos geológicos superficiales y los consiguientes incrementos en las tasas de sedimentación, parecen ser consecuencia de la modificación de la superficie terrestre por el ser humano y no tanto ser consecuencia del cambio climático y del nivel del mar, si bien éstos suelen también relacionarse como el factor humano.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido posible gracias a la financiación del proyecto CGL2013-46425-P, de la Secretaría de Estado de Investigación, Desarrollo e Innovación del Ministerio de Economía y Competitividad.

Referencias bibliográficas

Bermejo, A., Fernández, V., Gómez, J., Muñoz, E., San Miguel, C. (1987). *Carta arqueológica de Cantabria*. Ed. Tantín.

Bruschi, V.M., Bonachea, J., Remondo, J., Rivas, V., Gómez, J., Salas, L., Fernández, G., Soto, J., Cendrero, A., Méndez, G., Naredo, J.M., Hurtado, M., Forte, L.M., da Silva, M., Etcheverry, R., Cavallotto, J.L., Dantas, M., Pejon, O., Zuquette, L., (2008). ¿Existe un cambio geomorfológico global acoplado a la actividad económica? In: Cendrero, A., Gómez, J., Fernández, P.L., Quindós, L., Ródenas, C., Saiz, C. (Eds.), *Contribuciones científicas en memoria del Profesor Jesús Soto.* Ediciones de la Universidad de Cantabria, Santander, 31–54.

Bruschi V., Bonachea J., Remondo J., Forte L.M., Hurtado M. y Cendrero A. (2011). ¿Hemos entrado ya en un nuevo periodo de la Historia de la Tierra? *Revista Real Academia Ciencias Exactas Físicas y Naturales* (Esp), 105, 1-12.

Bruschi, VM, Bonachea J, Remondo J, Gómez-Arozamena J, Rivas V, Mendez G, Naredo JM, Cendrero A. (2013a). Analysis of geomorphic systems' response to natural and human drivers in northern Spain: implications for global geomorphic change. *Geomorphology*, 196, 267-279.

Bruschi VM, Bonachea J, Remondo J, Gómez-Arozamena J, Rivas V, Barbieri, M., Capocchi, S., Soldati, M., Cendrero, A. (2013b). Land management versus natural factors in land instability: some examples in northern Spain. *Environmental Management*, 52, 398-416.

Cearreta, A., Irabien, M.J., Ulibarri, I., Yusta, I., Croudace, I.W., Cundy, A.B. (2002). Recent salt marsh development and natural regeneration of reclaimed areas inthe Plentzia estuary, N. Spain. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 54, 863–886.

Cearreta, A., García-Artola, A., Leorri, E., Irabien, M.J., Masque, P. (2013). Recent environmental evolution of regenerated salt marshes in the southern Bay of Biscay: Anthropogenic evidences in their sedimentary record. *Journal of Marine Systems*, 109-110, S203–S212.

Cendrero, A., Díaz de Terán, J.R. (1977). Caracterización cuantitativa del desarrollo histórico del relleno de la

Bahía de Santander, un proceso natural activado por el hombre. *Revista de Obras Públicas*, 797-808.

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 Geodinamica Quaternaria*, 29, 125–137.

Crutzen, P.J. (2002). Geology of Mankind. Nature, 415, 23.

Crutzen, P.J. y Stoermer, E.F. (2000). The Anthropocene. *Global Change Newsletter*, 41, 17-18.

González-Díez, A., Salas, L., Díaz de Terán, J.R., Cendrero, A. (1996). Holocene climate changes and landslide occurrence in the Cantabrian Region, Spain. *Geomorphology* 15, 291–309.

González-Díez, A., Remondo, J., Díaz de Terán, J.R., Cendrero, A. (1999). A methodological approach for the analysis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides. *Geomorphology* 30, 95–113.

Irabien, M.J., Gómez, J., Leorri, E., Rada, M., Yusta, I., Cearreta., A. (2008). Evolución histórica reciente de las tasas de sedimentación en la costa del Cantábrico oriental. En: Cendrero, A., Gómez, J., Fernández, P.L., Quindós, L., Ródenas, C., Saiz, C. (Eds.), *Contribuciones científicas en memoria del Profesor Jesús Soto Torres*. Ediciones de la Universidad de Cantabria, Santander, 83–96.

Leorri, E., Cearreta, A., Irabien, M.J., García-Artola, A., Reide Corbett, D.R., Horsman, E., Blake, W.H., Sanchez-Cabeza, J-A. (2014). Anthropogenic disruptions of the sedimentary record in coastal marshes: examples from the southern Bay of Biscay (N Spain). *Continental Shelf Research*, 86, 132-140.

Marcos, M., Gomis, D., Monserrat, S. (2005). Consistency of long sea-level time series in the northern coast of Spain. *Journal of Geophysical Research*, 110, 1-13.

Martínez-Santos, M., Probst, A., García-García, J., Ruiz-Romera, E. (2015). Influence of anthropogenic inputs and a high-magnitude flood event on metal contamination pattern in surface bottom sediments fromthe Deba River urban catchment. *Science of the Total Environment*, 514, 10-25.

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.

Rivas, V., Cendrero, A., Hurtado, M., Cabral, M., Giménez, J., 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, 185–206.

Steffen, W., Persson, A., Deutsch, L., Zalasiewicz, J., Williams, M., Richardson, K., Crumley, C., Crutze,n P., Folke, C., Gordon, L., Molina, M., Ramanathan, V., Rockström, J., Scheffer, M., Schellnuber, H.J. y Svedin, U. (2011). *The Anthropocene: from global change to planetary stewardship*. Ambio, 40, 739-761.

Viguri, J.R., González-Piñuela, C., Gómez-Arozamena, J. (2008). Cronología de la contaminación química y toxicidad microtox BSPT de perfiles de sedimento de tres estuarios de Cantabria (España). En: Cendrero, A., Gómez, J., Fernández, P.L., Quindós, L., Ródenas, C., Saiz, C. (Eds.), *Contribuciones científicas en memoria del Profesor Jesús Soto Torres*. Ediciones de la Universidad de Cantabria, Santander, 195–205.

Zulueta, M.J. y Zumalabe, F.J. (1990). *Cartografía de los yacimientos Pre y Protohistóricos del País Vasco*. Munibe (Antropología-Arkeologia), 42, 305-318.

DATACIÓN E INTERPRETACIÓN DE LA SEDIMENTACIÓN RECIENTE EN ESTUARIOS MEDIANTE LA TÉCNICA DE ^{210}Pb EN EXCESO

M. Alonso [(1)], J. Remondo [(2)], J. Bonachea [(2)], E. Fuffa [(2)], A. Mañanes [(1)], A. Cendrero [(2)]

(1) Departamento de Física Moderna, Facultad de Ciencias, Universidad de Cantabria. Av. de los Castros s/n. 39005-Santander. mario.alonsog@alumnos.unican.es
(2) DCITIMAC, Facultad de Ciencias, Universidad de Cantabria.

Abstract (Recent sediment dating and interpretation in estuaries by means of the excess ^{210}Pb technique): *The determination of concentrations of excess ^{210}Pb in sediments from cores taken in western Cantabrian estuaries has provided estimations on the age of the sediments, sedimentation rates and temporal evolution for the last decades. Complementarily, an analysis of the ^{137}Cs activity and a characterization of the sediment samples have been carried out. The radiometric anomalies found provide information relevant to understand the evolution of the sedimentation and the potential causes. Particularly, there is a significant event characterized by an abnormally low ^{210}Pb activity that corresponds to a great sedimentation rate, as well as a higher proportion of quartz grains and fragments of gastropods and bivalves related to a greater energy episode in the system. Sedimentation rates obtained (0,5-4 mm a^{-1}) are comparable to those of other estuaries in northern Spain.*

Palabras clave: Pb-210, tasas de sedimentación, radionúclidos ambientales, estuarios cantábricos.
Key words*: Pb-210, sedimentation rates, environmental radionuclides, northern Spain estuaries.*

INTRODUCCIÓN

La sedimentación en los estuarios está controlada tanto por factores naturales como antrópicos. Entre los naturales cabe citar los cambios del nivel del mar, las características geológicas y geomorfológicas, el clima y la vegetación de la cuenca de drenaje, así como la propia dinámica del estuario. Entre las causas de origen humano son de destacar los cambios de uso del suelo y las obras de regulación en la cuenca y las actuaciones o usos específicos en el estuario. Son precisamente éstas últimas las que están adquiriendo una importancia predominante en las últimas décadas, hasta el punto que, probablemente, reflejen el inicio de una nueva época geológica, el antropoceno, en la que la sedimentación en los estuarios está principalmente condicionada, directa o indirectamente, por la actividad humana. Por lo tanto, el estudio de la sedimentación en zonas costeras puede contribuir a conocer mejor la evolución sedimentaria reciente y sus posibles causas, de cara a realizar mejores pronósticos del comportamiento futuro de los estuarios. La aplicación de técnicas radiométricas para la determinación de las concentraciones ^{210}Pb en exceso, constituye un procedimiento contrastado para datar sedimentos recientes (últimos 100 años), calcular tasas de sedimentación y, a partir de ello, estudiar la evolución de la sedimentación en épocas recientes en relación con los procesos de origen natural o antrópico (Walling, 2004; Irabien et al. 2008a, b).

METODOLOGÍA

Se han extraído manualmente 3 testigos, empleando diferentes tubos de PVC de 1 m de longitud y 8-15 cm de diámetro. La selección de los lugares de muestreo, por ser determinante, se hizo con sumo cuidado, escogiendo áreas lo más cercanas a la zona submareal, aprovechando el máximo de la bajamar para la toma de muestras. Se sondearon así áreas óptimas desde el punto de vista geomorfológico (áreas protegidas y aisladas, distantes de canales intermareales y de cualquier rasgo indicativo de actividad humana). Los puntos de muestreo se presentan en la Fig. 1. En el laboratorio, dos de los testigos han sido cortados cada 1,5 cm, obteniéndose 31 y 34 muestras en SV-1 y TM-1, respectivamente, y el tercero (SV-2) ha quedado en reserva para ulteriores análisis. Las muestras obtenidas han sido posteriormente secadas al aire, molidas y tamizadas. De cada muestra así tratada se han encapsulado 50 g y se han reservado al menos dos semanas antes de realizarse la medida, para que el radón se estabilizase en la cápsula. Una fracción sin tratar de las muestras ha sido también estudiada mediante lupa binocular para su caracterización (contenido en detríticos gruesos, restos orgánicos, etc.). Especialmente indicativo ha resultado el análisis tafonómico de gasterópodos y bivalvos.

El método de datación está basado en que el ^{210}Pb es un isótopo radiactivo que aparece de forma natural, dado que proviene de la cadena de desintegración radiactiva del ^{238}U, el cual está presente en la corteza terrestre. El ^{238}U se encuentra en equilibrio secular con sus descendientes (dada su alto periodo de semidesintegración $T_{1/2}$= 4,5·10^9 años), es decir, bajo ciertas condiciones, las actividades de todos los isótopos de la cadena son iguales. No obstante, uno de los descendientes de la cadena es el ^{222}Rn, un gas noble, que no se queda completamente ligado al terreno, sino que una fracción escapa a la atmósfera, antes de decaer radiactivamente (su vida media es relativamente corta, $T_{1/2}$=3,8 días), a través de isótopos de vida media muy corta, a ^{210}Pb, precipitando de nuevo a la superficie. El ^{210}Pb precipitado se denomina ^{210}Pb en exceso; mientras que el ^{210}Pb presente en las tierras, en equilibrio secular con el resto de descendientes de la cadena del ^{238}U, se denomina ^{210}Pb soportado. Aplicado a sedimentos, el ^{210}Pb precipita en el sedimento sólo cuando éste se encuentra en la capa más superficial, y posteriormente el inventario de ^{210}Pb en exceso decae exponencialmente:

$$A_{exc}(x) = A_{exc}(0)\, e^{-\lambda t} \qquad (1)$$

Aexc(0) es la actividad de ^{210}Pb en exceso en la superficie (Bq kg^{-1}), $A_{exc}(x)$ es la actividad de ^{210}Pb en exceso a profundidad *x*, $\lambda=ln(2)/T_{1/2}$ es la constante de decaimiento del ^{210}Pb ($T_{1/2}$ es el periodo de semidesintegración) y *t* es el tiempo transcurrido desde que la capa correspondiente pasó de la superficie a la profundidad *x*. De esta forma, para un sedimento suficientemente profundo, todo el ^{210}Pb en exceso habrá desaparecido. Por el contrario, el ^{210}Pb soportado se mantiene constante con la profundidad y el tiempo, ya que se encuentra en equilibrio secular con el ^{238}U. Por lo tanto, estudiando la actividad de ^{210}Pb en el sedimento con la profundidad, se puede determinar la tasa de sedimentación (Faure, 1986). Concretamente, el método utilizado ha sido el método de velocidad de aporte constante (CRS, Constant Rate Supply), que se basa en la hipótesis de que el flujo de ^{210}Pb en exceso al sedimento es constante a lo largo del proceso de sedimentación. Es decir, la cantidad de ^{210}Pb en exceso depositada anualmente por unidad de superficie es constante (Sánchez-Cabeza et al., 2000; Irabien et al., 2008a).

A partir de este modelo, la velocidad de sedimentación *s(x)* se puede determinar para cada capa de sedimento de la siguiente forma:

$$s(x) = \frac{\lambda\ A^{*}_{exc}(x)}{\rho(x)A_{exc}(x)} \qquad (2)$$

Donde $A^{*}_{exc}(x)$ es la actividad acumulada de ^{210}Pb en exceso desde una cierta profundidad *x*, hacia profundidad mayor, hasta que el ^{210}Pb en exceso desaparezca y ρ*(x)* es la densidad de la capa. Además, dentro de este modelo, la edad de cada capa de sedimento se obtendría como:

$$t(x) = \frac{1}{\lambda}\ln\left(\frac{A^{*}(0)}{A^{*}(x)}\right) \qquad (3)$$

Las medidas de la actividad se han realizado utilizado espectrometría gamma de alta resolución y bajo fondo, mediante un detector de Ge-HP colocado en un blindaje pasivo (Irabien et al., 2008b).

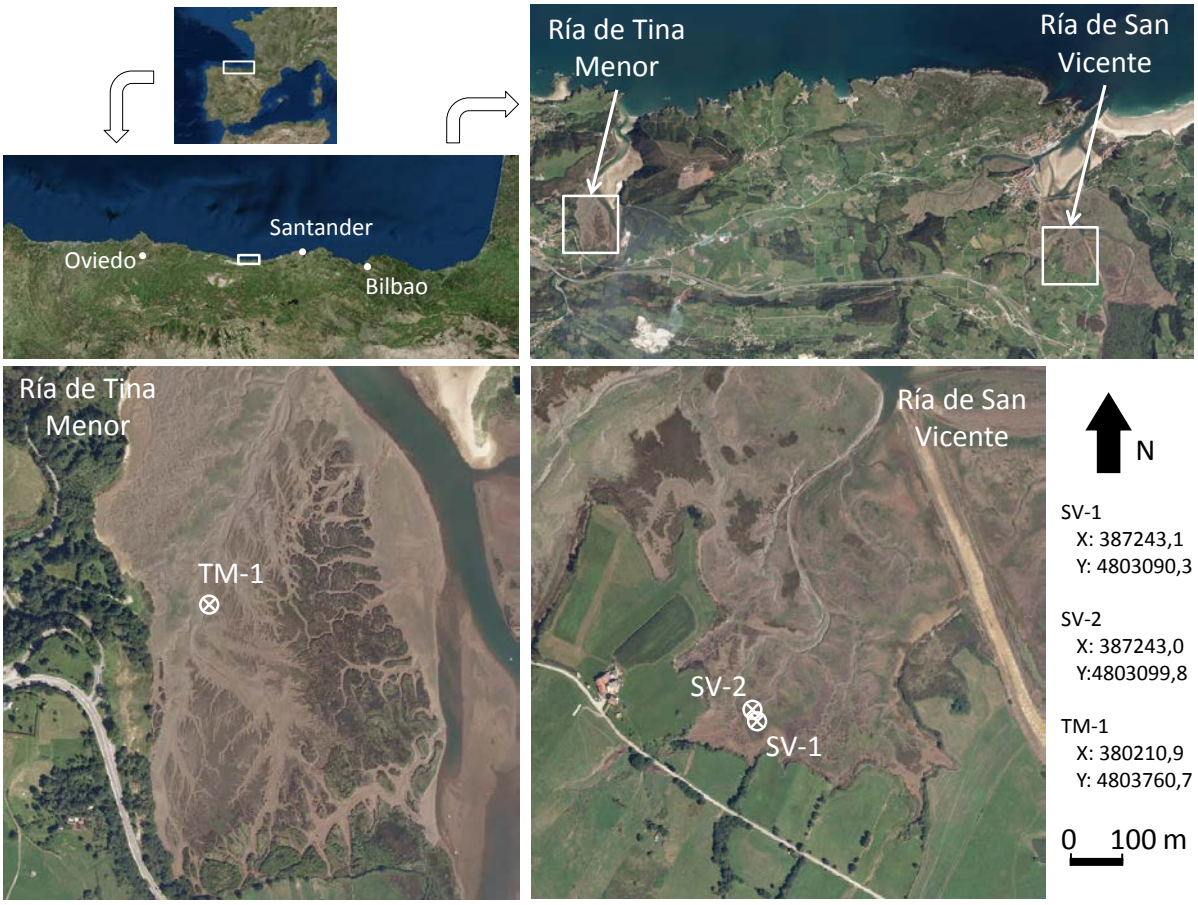


Figura 1: Localización de los estuarios estudiados y de los sondeos realizados.

El isótopo radiactivo ^{137}Cs procede de las explosiones nucleares atmosféricas, como resultado de la fisión del uranio. En cada prueba nuclear, el ^{137}Cs es inyectado en la atmósfera desde donde se deposita (*fallout*) por vía húmeda o seca. El ^{137}Cs se ha estado depositando sobre la superficie terrestre, dependiendo fundamentalmente de la latitud y del régimen de lluvias (Longmore, 1982) y con especial intensidad en el los años 60 del pasado siglo en el hemisferio norte. La mayor parte del ^{137}Cs que se deposita sobre el terreno es absorbido en los primeros centímetros por intercambio iónico, principalmente con las partículas de menor tamaño (arcillas y materia orgánica), por el contrario, en sedimentos arenosos y porosos se fija menos y penetra a profundidades mayores. El periodo de semidesintegración del ^{137}Cs, 30,07 años, y el pico de su eyección a la atmósfera alrededor de 1960, nos permite establecer que aquellas capas de sedimentos donde se presente un máximo en su concentración se formaron en la época de máxima deposición, es decir alrededor de 1963. A partir de

esto, se puede obtener una estimación de la velocidad de sedimentación promedio que permite contrastar la obtenida con el método del ^{210}Pb.

RESULTADOS

El sedimento muestreado está constituido por materiales limo-arcillosos con bastante materia orgánica y algunos granos de cuarzo. En algunos niveles aparecen fósiles de moluscos mayoritariamente fragmentados y removidos, así como restos vegetales más o menos carbonosos. Los resultados del análisis de una de las muestras, la SV-1, tomada en el estuario de San Vicente de la Barquera, se sintetizan en la Fig. 2. Como se puede observar, hacia los 13 cm de profundidad hay un aumento muy significativo de fragmentos de moluscos, sobre todo de bivalvos, indicativo de condiciones de mayor energía. Esta anomalía sedimentaria coincide con una anomalía radiométrica que se relacionan con un incremento notable en las velocidades de sedimentación. Asimismo, existe otra posible anomalía radiométrica menor hacia los 5 cm de profundidad.

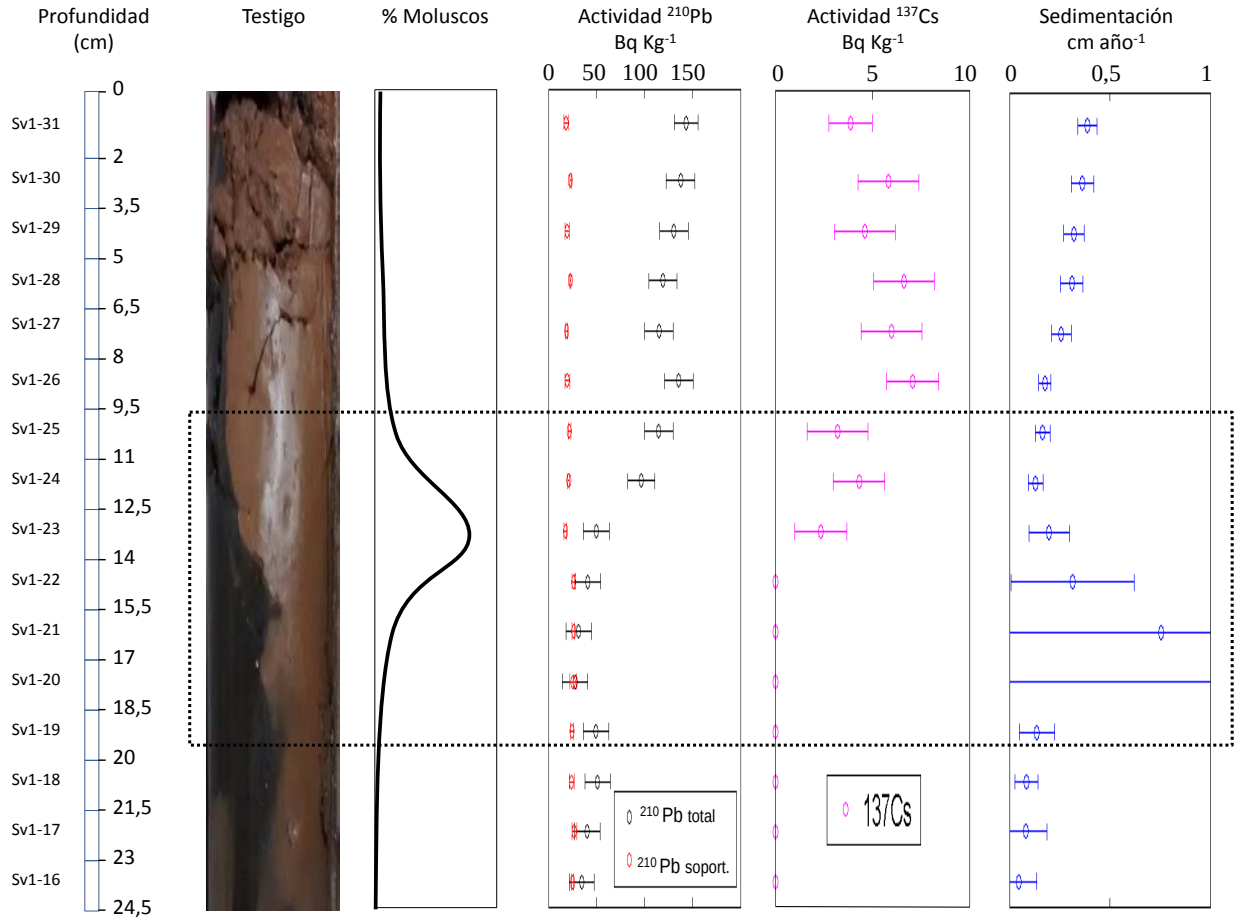


Fig. 2: Testigo del sondeo SV-1 (estuario de San Vicente de la Barquera). En la figura se indican el código de la muestra, la profundidad, el contenido en gasterópodos y bivalvos, la actividad de ^{210}Pb y ^{137}Cs y las tasas de sedimentación calculadas a partir del ^{210}Pb.

La muestra de Tina Menor (TM-1), tiene un comportamiento muy distinto a la anterior. En general, la actividad de ^{210}Pb en exceso es menor y las tasas de sedimentación son mayores. El estuario de Tina Menor tiene una cuenca de drenaje mucho más grande que la de San Vicente, por lo que el caudal que llega es también muy superior, apareciendo incluso cantos en la desembocadura del estuario de Tina Menor. Este aspecto es coherente con una mayor tasa de sedimentación en dicho estuario.

La datación obtenida a partir del ^{210}Pb en exceso en el testigo SV-1 (Fig. 3) es coherente con los datos de actividad del ^{137}Cs para las últimas décadas. Tal y como se observa en la figura 2, las tasas de sedimentación oscilan entre 0,5 y 4 mm a-1, para los últimos 100 años, con una tendencia de aumento exponencial. No obstante, como ya se ha comentado, hay dos anomalías: una muy notable hacia 1930 y otra probable, mucho más suave, hacia 1983, que está actualmente estudiándose.

CONCLUSIONES

Las anomalías radiométricas encontradas pueden deberse a diferentes causas. Así, un aumento en la precipitación (o en la intensidad de los temporales de lluvia) ocurrido hacia la década de los años treinta del pasado siglo, tal y como parecen indicar los datos de precipitaciones del observatorio de Santander y Bilbao (Bruschi et al., 2013), podría ser la causa de la gran anomalía radiométrica que, a su vez, coincide con un aumento en la concentración de conchas de moluscos y con una mayor presencia de granos de cuarzo en el sedimento. Sin embargo, no se ha encontrado ninguna referencia a inundaciones para ese lugar y periodo, lo que no es de extrañar dado que la cuenca que vierte al estuario de San

Vicente es muy pequeña y está muy poco poblada. En todo caso, no se pueden descartar otras posibles causas, como cambios de usos de suelo, construcción de infraestructuras no registradas o, simplemente, variaciones espaciales en la propia dinámica del estuario. La otra posible anomalía menor, hacia el año 1983, podría relacionarse con uno de los eventos hidrogeomorfológicos conocidos de mayor intensidad en el norte de España, una gota fría que causó las mayores inundaciones de las últimas décadas en el Cantábrico oriental (Remondo et al., 2005).

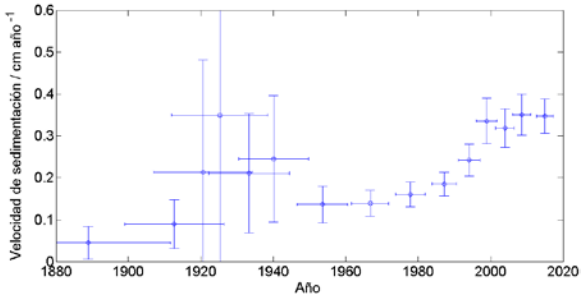


Fig. 3: Tasas de sedimentación (cm a^{-1}) estimadas a partir de ^{210}Pb en el testigo del sondeo SV-1 (se incluyen las barras de error).

Las tasas de sedimentación obtenidas en estos dos estuarios del occidente de Cantabria son relativamente similares a las encontradas en otros estuarios de la Cornisa Cantábrica (Bruschi et al., 2008; 2013; Irabien et al., 2008a) y en otras partes del mundo (Bonachea et al., 2010), aunque un poco menores en el caso del estuario de San Vicente (SV-1).

Si consideramos la diversidad de posibles causas, tanto naturales como antrópicas, y que el error en las dataciones es aproximadamente de ±4 años, se hace muy difícil establecer relaciones causa-efecto para las anomalías encontradas. En todo caso, para profundizar en ello habría que llevar a cabo análisis más detallados y otros complementarios, motivo por el cual se ha extraído la testigo SV-2.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido posible gracias a la financiación del proyecto CGL2013-46425-P, de la Secretaría de Estado de Investigación, Desarrollo e Innovación del Ministerio de Economía y Competitividad. Asimismo, manifestamos nuestro agradecimiento a Martín López, por su ayuda en el laboratorio.

Referencias bibliográficas

Bonachea J., Bruschi V.M., Hurtado M.A., Forte L.M., da Silva M., Etcheverry R., Cavallotto J.L., Dantas-Ferreira M., Pejón O.J., Zuquette L.V., de O 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 Río de la Plata basin. *Science of the Total Environment*, 408(13), 2674–2695.

Bruschi, V.M., Bonachea, J., Remondo, J., Rivas, V., Gómez, J., Salas, L., Fernández, G., Soto, J., Cendrero, A., Méndez, G., Naredo, J.M., Hurtado, M., Forte, L.M., da Silva, M., Etcheverry, R., Cavallotto, J.L., Dantas, M., Pejon, O., Zuquette, L., (2008). ¿Existe un cambio geomorfológico global acoplado a la actividad económica? En: *Contribuciones científicas en memoria del Profesor Jesús Soto* (Cendrero, A., Gómez, J., Fernández, P.L., Quindós, L., Ródenas, C., Saiz, C. Eds.).. Ediciones de la Universidad de Cantabria, Santander, 31–54.

Bruschi, V.M., Bonachea J., Remondo J., Gómez-Arozamena J., Rivas V., Mendez 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, 267-27.

Faure, G. (1986). *Principles of Isotope Geology (second edition).* John Wiley & Sons, 589 pp.

Irabien, M.J., Gómez, J., Leorri, E., Rada, M., Yusta, I., Cearreta, A. (2008a). Evolución histórica reciente de las tasas de sedimentación en la costa del Cantábrico oriental. En: *Contribuciones científicas en memoria del Profesor Jesús Soto Torres* (Cendrero, A., Gómez, J., Fernández, P.L., Quindós, L., Ródenas, C., Saiz, C. Eds.),. Ediciones de la Universidad de Cantabria, Santander, 83–96.

Irabien, M.J., Rada, M., Gómez, J., Soto, J., Mañanes, A., Viguri, J. (2008b). An assessment of Anthropogenic Impact in Nature reserve: the Santoña Marshes (Northern Spain). *Journal of Iberian Geology*, 34 (2), 235-242

Longmore, M.E. (1982).The Cesium-137 dating technique and associated applications in Australia – a review. En: *Archaeometry: An Australasian perspective* (W.R. Ambrose and P. Duerden Eds.):. Australian National University Press, Camberra (Australia), 310-321.

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.

Sánchez-Cabeza, J.A., Ani-Ragolta, I., Masqué, P. (2000). Some considerations of the 210Pb constant rate of supply (CRS) dating model; *Limnology and Oceanography*. 45, 990-995.

Walling, D.E. (2004). Using environmental radionuclides to trace sediment mobilization and delivery in river basins as an aid to catchment management. *Proceedings of the 9th International Symposium of River Sedimentation*, 122-135.

THE ANTHROPOCENE IN THE HUMID PAMPA, ARGENTINA. ACCELERATION OF GEOMORPHIC PROCESSES AND GENERATION OF RENEWABLE GEOLOGIC RESOURCES?

L.M. Forte [1, 2], M.A. Hurtado [1], N.V. Dangvas [1]. L. Couyoupetrou[1, 3], V. Bruschi [2], A. Cendrero [1, 2].

(1) IGS, Universidad Nacional de La Plata, Argentina. *lmforte@igs.edu.ar*
(2) DCITIMAC, Facultad de Ciencias, Universidad de Cantabria, Santander, España.
(3) Comisión de Investigaciones Científicas, Prov. Buenos Aires, Argentina

Resumen (El Antropoceno en la Pampa húmeda, Argentina ¿Aceleración de los procesos geomorfológicos y generación de recursos geológicos renovables): *Se presenta un análisis de las tasas de erosión y sedimentación en lagunas de la Pampa húmeda, y de la posibilidad de utilizar los sedimentos lacustres recientes y actuales como materia prima alternativa para la industria ladrillera. Los resultados preliminares indican que las tasas de erosión/sedimentación se duplicaron tras la ocupación europea del territorio, y que aumentaron un orden de magnitud en tiempos recientes, posiblemente reflejando la gran aceleración geomorfológica de mitad del siglo XX. Este podría ser un criterio para definir el inicio del Antropoceno. Los sedimentos lagunares tienen calidades similares o mejores que los suelos utilizados por la industria ladrillera, y podrían ser una alternativa renovable a los mismos.*

Key words: Global geomorphic change, erosion rates, soil mining, lake sedimentation.
Palabras clave: *Cambio geomorfológico global, tasas de erosión, minería de suelos, sedimentación lacustre.*

INTRODUCTION

The possible existence of a "global geomorphic change", not linked to climate change but caused by human disturbance of land surface and affecting both rates of processes and frequency of related hazards has been pointed out. It has been suggested that it might be one of the characteristics of the Anthropocene (Rivas et al., 2006; Bonachea et al., 2010; Bruschi et al., 2013). Excavation and transport of geologic materials and erosion induced by human activities that disturb land surface are manifestations of such change. This appears to be causing an intensification of surface geologic processes in general, particularly after the middle of the 20th century, coinciding with the "Great Acceleration" of Steffen et al. (2015), which seems to include a "great geomorphic acceleration" (Bruschi et al., 2012; Hurtado et al., 2012). This implies problems but perhaps also some opportunities.

STUDY AREA

In the humid Pampa geomorphic change is caused mainly by urban expansion and mining of soil for brick manufacture (Rivas et al., 2006). Increasing induced soil erosion and related sedimentation in lakes, in some cases leading to complete filling of them, have been reported (Dangvas & Pierrard, 2013). There are literally thousands of lakes (Fig. 1) in the region (of very different sizes and covering an area >3000 km^2) as well as a large number of intermittent swampy areas or "bañados", all of which provide a variety of environmental services. Maximum depth rarely exceeds 1 m. Their filling implies the loss of an important environmental resource and a reduction of flood-buffering capacity.

Soil mining in the region causes considerable environmental degradation, particularly through the loss of high-quality soils, which are the most affected by this activity. The numerous brick industries scattered throughout the zone (Fig. 1) exploit soil as a raw material. The aim of this contribution is, on the one hand, to asses to what extent erosion/sedimentation rates in the region have increased during the Antropocene. On the other hand, whether Anthropocene lake sediments could represent an alternative to soil mining, thus helping to mitigate the environmental problems it causes.

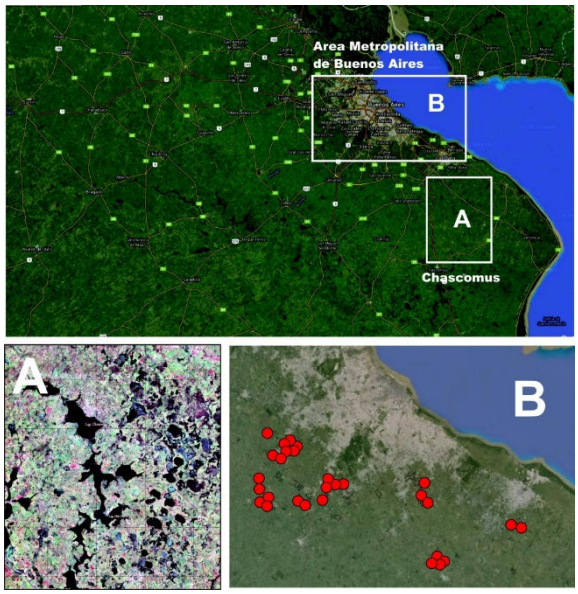


Figure 1. General view of the humid Pampa, where a large number of lakes can be found. A. Detail of the Chascomús area. B. Location of industrial brick establishments.

METHODOLOGY

The methodological approach adopted included the following tasks: A. Literature search, air photo and field surveys to identify lakes for which data on their Holocene sedimentary sequences could be obtained. B. Sampling of the upper sediment layers to determine their suitability as raw material for the brick industry. C. Estimation of existing volume and

sedimentation rates. D. Grain size and plasticity analyses of sediments. E. Elaboration of test bricks and determination of technical properties; comparison with industrial bricks. F. Estimation of present erosion rates and renewal rate of the resource.

RESULTS AND DISCUSSION

Out of an initial list of 99 potentially suitable lakes and "bañados", 35 were selected and some determinations carried out in them. Table 1 summarizes, for a few of such water bodies, the types of information obtained.

Table 1. Information obtained on water bodies identified in the initial survey. A: Literature. B: Air photo or image survey. C: Field reconnaissance. D. Sampling.

Name	Source/type of information
Laguna Mar Chiquita	B, C
Laguna de Gómez	A, B, C, D
Laguna del Carpincho	B, C, D
Bañado La Yalca	B, C, D
Laguna de Ranchos	A, B
Bañado La Eloisa	B, C, D
Laguna San Vicente	A, B, C, D
Up to 99 water bodies	

Figure 2 is an example of a typical sedimentary succession in one of them. It shows the three uppermost units, which were the focus of interest. According to Iriondo & Kröhling (1995), the "Suballuvial" was deposited during a relatively warm and wet period (1400-700 yr BP). "La Postrera IV" is an eolian deposit, not always present, formed in the dry and cold conditions of the Little Ice Age (LIA), during which the lakes in the region were dry. The "Alluvial" corresponds to the period from the end of the LIA (300-150 yr BP in the region, depending on the authors; Meyer & Wagner 2009) to present. This coincides approximately with the period after European occupation of the territory and subsequent land use changes, which were important from about end 18th - early 19th century. Both suballuvial and alluvial sediments are predominantly silt-clay and in principle adequate for brick making. This is logical because they come from erosion of the A soil horizon, the one exploited for this purpose by the industry.

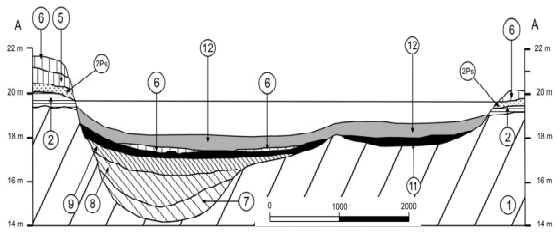


Figure 2. Example of cross section. Laguna de las Perdices. 1-5 and 7-10: levels prior to the Suballuvial. 11: Suballuvial. 6: La Postrera IV. 12: Alluvial.

On the basis of sediment thickness for the two levels described and age information about them in the literature (Forte et al., 2015), sedimentation rates were estimated in 35 lakes. The average values obtained were 0.8 mm a^{-1} for the Suballuvial and 1.6 mm a^{-1} for the Alluvial. That is, there was a significant increase in recent times, probably reflecting the transformation of the territory after European occupation.

Present sedimentation rates for 14 lakes, derived from erosion rates in the region obtained from the literature (Hurtado, 2015) are shown in Table 2. These include field determinations and estimates of actual and potential erosion using the USLE (Universal Soil Loss Equation) or the RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation). The estimates obtained are in the range 0.3 – 3.7 mm a^{-1}. The former value corresponds to practically flat terrain with natural pastures; that is, conditions leading to minimum erosion and present only in very small parts of the basins analysed. If only half of the estimated sediment generated in those basins were actually carried into the lakes, it would represent rates in the order 3-40 mm a^{-1}. An independent observation in "Arroyo San Vicente" confirms these values. The creek was dredged 12 years ago, removing the sediment layer on top of the Pleistocene "Pampean" unit (easily recognisable due to its reddish colour). Recent observations in this creek have shown that sediment thickness is presently 12-20 cm, equivalent to >10 mm a^{-1}. It would be logical to expect even greater rates in the lake, not subject to the action of stream flow.

Table 2. Estimates of sediment potentially accumulated in 14 lakes, after measured and estimated erosion rates (3.7-0.3 mm a^{-1}) in the region (Hurtado, 2015; Forte et al., 2015).

Lake	Area basin (ha)	Area lake (ha)	Sed. rate (max/min mm a^{-1})	Total vol. (max/min 10^3 m^3 a^{-1})
Vitel	51,700	1,470	143.7/11.7	2,112/172
Adela	8,900	2,085	15.8/1.3	329/27
del Burro	9,900	1,005	36.4/3	365.8/30.2
SJ de la Leña	2,131	238	11.3/0.9	26.9/2.1
Espadaña de Pérez		290		32.8/2.6
Chica		75		8.5/0.7
Cildañez		297		33.6/2.7
Quinteros	9,019	330	7.3/0.6	24.1/2
del Medio		546		39.9/3.3
Esquivel		2,453		179.1/14.7
El Espartillar		1,252		91.4/7.5
Tacurú	14,530	156	134.7/10.9	210.1/17
La Bellaca		65		87.6/7.1
San Vicente		178		239.8/19.4

Based on the values above, an initial, rough estimate of total sediment accumulated in the 14 lakes mentioned was made. The amount obtained is 0.3 -4 x 10^6 m^3 a^{-1}.This is roughly equivalent to the amount needed to cover present brick consumption (Forte et al., 2015) for one million people during 1-10 years.

A total of 94 sediment samples, from both the Alluvial and Suballuvial deposits, were analysed for grain size distribution and plasticity (Atterberg limits). The results obtained showed they have characteristics very similar or better than soil samples provided by the brick industry. Test bricks were made with 18 experimental ceramic pastes and 30 commercial pastes. Water absorption capacity, resistance to frost, and compressive strength were determined (IRAM norm). Results obtained were better for the former than for the latter.

To further asses the feasibility of exploiting lake sediments, two lake/"bañado" complexes were analysed with more detail, three lakes in the San Vicente area (San Vicente, La Bellaca and Tacurú), and the "bañados Don Mario", La Libertad and Laguna La Yalca, in Chascomús (Fig. 1). This was undertaken at the request and with the cooperation of local entrepreneurs interested in this potential resource. The first complex covers 399 ha. Average sediment thickness (Alluvial plus Suballuvial) is 1 m. All the sediment is of brick-making quality. The total volume is 4 x 10^6 m^3. One m^3 of material is needed to produce 600 bricks. This gives 2.4 x 10^9 bricks. This is equivalent to 250 years production of one of the large brick industries in the region. In the Chascomús area, to obtain material of brick-making quality the "bañado" sediments (clay rich) have to be mixed with lake sediment (silt-sand rich) in the proportion 80/20 %. This type of mixing is a common practice in the industry. Thickness of suitable sediments in the "bañados" (650 ha) is 1 m and in the lake (950 ha) 0.25 m. Mixing all "bañado" material with about half of the lake sediment, a total of 4.7 x 10^9 bricks could be obtained, equivalent to about 500 years production of one of the large local industries. It is clear, even assuming a large error in the estimates presented, that these sediments constitute a very interesting potential resource.

CONCLUSIONS

The results so far obtained represent an initial, rough assessment and should be considered as a first approximation. Nevertheless, some provisional conclusions can be extracted. First, that sediment generation and related sedimentation rates in the region have considerably increased in response to the growing human transformation of the humid Pampa. Rates appear to have doubled from the Suballuvial to the Alluvial, and present rates are probably one order of magnitude greater than the latter. If the above figures are correct, they would imply a significant "geomorphic acceleration" in recent times, coherent with the "Great Acceleration". Also, that the great intensification of geomorphic processes could be one of the criteria to establish the starting date of the Anthropocene.

Finally, estimates of existing resources indicate that they could supply the needs of the brick industry for a very long time, using a resource of better quality than the one presently used. Moreover, present (and presumably near future) sedimentation rates indicate that the amount of sediment yearly accumulated in the 14 lakes analysed, might be enough to cover a considerable part of the needs of the industry using a renewable resource. Naturally, to better assess the potential of this alternative resource, the economic and environmental feasibility of exploiting specific lakes should be analysed with more detail. Work is presently under way for a complete assessment of the potential of the San Vicente lake complex.

Acknowledgements. Work supported by projects PIT-AP/UNLP 2010; PICT 2013-1685, ANPCyT (Argentina) and UC29.P001.64004 (Spain).

References

Bonachea, J., Bruschi, V.M., Hurtado, M., Forte, L.M., daSilva, 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. *Science of the Total Environment,* 408, 2674–2695.

Bruschi, V., Bonachea, J., Remondo, J., Forte, L.M., Hurtado, M.A., Cendrero, A. (2012). ¿Hemos entrado ya en una nueva época de la historia de la Tierra? *Rev. R. Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, Vol 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, 67–279.

Dangvas, N.V., Pierrard, L.R. (2013). Paleolimnología de la Laguna del Monte, San Miguel del Monte, Provincia de Buenos Aires. *Revista Asociación Geológica Argentina,* 70 (1), 128-143.

Forte, L.M., Hurtado, M.A.,'Dangvas' N.V., Giménez, J.E., da Silva, M.M., Couyoupetrou, L., Bruschi, V.M., Cendrero, A. (2015). Is global geomorphic change generating renewable geologic materials? The case of the brick industry in the humid Pampa, Argentina. *Submitted to Catena*.

Hurtado, M.A. (2015). *Desarrollo de herramientas para el análisis, evaluación y gestión sostenible del territorio y de sus recursos. Aplicación en el Conurbano Bonaerense, provincia de Buenos Aires, Argentina*. PhD Thesis, Universidad de Cantabria.

Hurtado, M.A., Forte, L.M., Bruschi, V., Bonachea, J., Rivas, V., Gómez-Arozamena, J., Dantas-Ferreira, M., Remondo, J., González, A., Díaz de Terán, J.R., Salas, L. Cendrero, A. (2012). The geomorphic dimension of global change; risks and opportunities. In: *Avances de la Geomorfología en España* (A. González, Ed.), 18-23.

IRAM. http://www.iram.org.ar/

Iriondo, M., Kröhling, D. 1995. El sistema eólico pampeano. *Comunicaciones Museo Provincial de Ciencias Naturales,* 5(1), 1-68, Santa Fe.

Meyer, I., Wagner, S. 2009. "The Little Ice Age in Southern South America: Proxy and Model Based Evidence".*Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions. Developments in Paleoenvironmental Research* 14, 395-97.

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(3-4), 185-206.

Steffen, W., Broadgate, W., Deutsch, L., Gaffney, O., Ludwig, C. (2015). The trajectory of the Anthropocene: The Great Acceleration. *The Anthropocene Review*, 2(1), 81–98.