

VIII CICLO DE CONFERENCIAS Y SEMINARIOS  
DOCTORADO EN GEOLOGÍA

CURSO 2015/2016

Departamento de Ciencias de la Tierra  
Facultad de Ciencias  
Universidad de Zaragoza



Departamento de  
Ciencias de la Tierra  
Universidad Zaragoza



Universidad  
Zaragoza



Facultad de Ciencias  
Universidad Zaragoza



Escuela de Doctorado  
Universidad Zaragoza



Instituto Universitario de Investigación  
en Ciencias Ambientales  
de Aragón  
Universidad Zaragoza



©Los autores

ISBN: 978-84-16723-12-6

Depósito legal: Z 887-2016

Fotografía de la portada: Roca de sal. Departamento de Ciencias de la Tierra.  
Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.

Editado por el Departamento de Ciencias de la Tierra  
Universidad de Zaragoza  
Edificio de Geológicas  
C/ Pedro Cerbuna, 12  
50009 Zaragoza, España





*Roca de Sal. Jardín de rocas, Edificio C de Geológicas. Universidad de Zaragoza*



## Índice

Alonso Germán, Antonio. <i>Morfometría geométrica y aplicaciones paleontológicas en dientes de dinosaurios terópodos</i> .....	5
Arreguín Rodríguez, Gabriela de Jesús. <i>Asociaciones de foraminíferos bentónicos en el NE del Océano Atlántico durante eventos hipertermales del Eoceno inicial</i> .....	7
Bartolomé Úcar, Miguel. <i>La cueva de Casteret: evolución del volumen de hielo en los últimos 50 años (Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, Huesca)</i> .....	9
Blasco Castellón, Mónica. <i>Potencial geotérmico y analogías geoquímicas de los sistemas geotermales con el almacenamiento de CO<sub>2</sub> y de residuos radiactivos</i> .....	13
Carnicer Rodrigo, Carlos. <i>Investigación hidrogeológica en la cuenca del río Ribota, Cuenca de Calatayud</i> .....	13
Díaz Berenguer, Ester. <i>Estudio preliminar de las extremidades anteriores del Sirenio del Eoceno. Castejón de Sobrarbe (Huesca)</i> .....	21
Ezquerro Ruiz, Lope. <i>Reflexiones sobre el estudio de estructuras de deformación en sedimentos blandos en el entorno de la Falla de Concud</i> .....	25
Fabregat González, Iván. <i>Sinkholes related to evaporite dissolution in a stratigraphically and structurally complex setting, Fluvia Valley, Eastern Spanish Pyrenees</i> .....	25
Galán García, Julia. <i>Morfometría aplicada a la distinción de los dos murciélagos ratoneros en el registro fósil ibérico</i> .....	33
Gil Garbi, Héctor. <i>Estudio paleomagnético de las terrazas fluviales en el sector central de la cuenca del Ebro</i> .....	33
Lasierra Liarte, Joaquín. <i>Desarrollo de instrumento portátil destinado a identificar propiedades mecánicas de los elementos constructivos mediante métodos no destructivos. Aplicación: fachada del edificio Exma (antiguo matadero de Cagliari)</i> .....	33
Legarda Lisarri, Alba. <i>Integration of Multiproxy record of the Eocene/Oligocene boundary interval in the Atlantic Ocean (Baltimore canyon, DSDP Site 612)</i> .....	43

Leunda Esnaola, María. <i>Los microcarbones como indicadores de incendios del pasado.</i> .....	49
Lizaga Villuendas, Iván. <i>Variación temporal de la conectividad hidráulica debido a los cambios en el uso del suelo en un agroecosistema mediterráneo de montaña</i> .....	51
Marcén Albero, Marcos. <i>Fábricas magnéticas (ASM) y análisis estructural en el Cabalgamiento de Gavarnie, Zona Axial, Pirineos</i> .....	61
Marqués Calvo, Luis Ángel . <i>Alteraciones de origen antrópico en el medio fluvial. Ejemplos en el Bajo Gállego.</i> .....	61
Martín Bello, Leticia. <i>Significado ambiental de las variaciones morfológicas de los estromatolitos del Mioceno de la Sierra de Alcubierre (Cuenca del Ebro).</i> .....	65
Moreno-Domínguez, Rafael. <i>Una aproximación al tiempo de flotación en el mar de los frutos fósiles de <i>Nypha</i>: formación Arguis, Arguis (Huesca)</i> .....	69
Moussaid, Bennacer. <i>Aplicación de técnicas magnéticas (paleomagnetismo y ASM) al estudio de las cuencas Jurásico-Cretácicas del Alto Atlas (Marruecos)</i> .71	
Moya-Costa, Raquel. <i>Zonas ferruginosas en el esmalte de soricinos (Mammalia) del Pleistoceno Inferior de España.</i> .....	75
Muñoz del Pozo, Alicia. <i>Aproximación al estudio petrográfico como herramienta para la determinación de la procedencia de piezas artísticas</i> .....	79
Núñez-Lahuerta, Carmen. <i>Restos de aves de nuevos yacimientos del Pleistoceno Superior del Pirineo aragonés.</i> .....	83
Pérez Mejías, Carlos. <i>Reconstruction of vegetation productivity during a transition glacial-interglacial (Termination-III) FROM El Recuenco cave (Ejulve, NE Spain)</i> .....	85
Puddu, Claudia. <i>Nuevos datos sobre la Fase Sarda</i> .....	87
Rivero Cuesta, Lucía. <i>Bioeventos y paleoambientes del Bartonense: correlación basada en foraminíferos.</i> .....	91
San Juan Juan José, Yasmina. <i>Las Viniégras: incendios. Vegetación. Erosión.</i> .....	95
Sevillano Matilla, Ana. <i>Heterogeneidad de facies en la plataforma carbonatada somera sinemuriense de Mallorca (Sierra Norte y Sierras de Levante)</i> .99	

<i>Silva Casal, Roi. Un nuevo marco estratigráfico para la fm Guara en el sector occidental de las sierras exteriores .....</i>	103
<i>Suárez Monfort, Víctor. Geología del yacimiento de "Santa Rosa": modelización en 3D .....</i>	107
<i>Val Muñoz, Jorge. Sedimentación carbonatada vs detrítica en el tránsito Jurásico-Cretácico de la Cuenca Ibérica.....</i>	111



## DOCTORADO EN GEOLOGÍA

### **-Departamento responsable:**

Departamento de Ciencias de la Tierra (Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza)  
E-mail Secretaría del Departamento: [cctierra@unizar.es](mailto:cctierra@unizar.es)  
<http://cienciasierra.unizar.es>

**-Coordinadora del Doctorado:** Gloria Cuenca Bescós

**-Comisión de Doctorado del Dpto. de Ciencias de la Tierra:**

### -TITULARES

Gloria Cuenca Bescós	Área de Paleontología	<a href="mailto:cuenca@unizar.es">cuenca@unizar.es</a>
Ignacio Subías Pérez	Área de Cristalografía y Mineralogía	<a href="mailto:isubias@unizar.es">isubias@unizar.es</a>
Beatriz Bádenas Lago	Área de Estratigrafía y Sedimentología	<a href="mailto:bbadenas@unizar.es">bbadenas@unizar.es</a>

### -SUPLENTE

Teresa Román Berdiel	Área de Geodinámica Interna	<a href="mailto:mtdrjb@unizar.es">mtdrjb@unizar.es</a>
Gloria Desir Valén	Área de Geodinámica Externa	<a href="mailto:gdesir@unizar.es">gdesir@unizar.es</a>
Luis Auqué Sanz	Área de Petrología y Geoquímica	<a href="mailto:lauque@unizar.es">lauque@unizar.es</a>

Dirección profesorado del Departamento de Ciencias de la Tierra: Edif.Geológicas.  
Pedro Cerbuna, 12-50009 Zaragoza. Telf.: +34976761105-976761000 ext.3166 Fax:  
+34976761106 email: [cctierra@unizar.es](mailto:cctierra@unizar.es)



**-Invitados de otras instituciones:**

Ana Navas Izquierdo  
Investigador Científico del CSIC  
Personal Investigador de Plantilla  
Erosión y Evaluación de Suelo y Agua  
Estación Experimental de Aula Dei (CSIC)  
Av. Montañana 1.005  
50059 - Zaragoza (Spain)  
Despacho: 1.12  
Tel: 976716094  
e-Mail: [anavas@cead.csic.es](mailto:anavas@cead.csic.es)

Blas Lorenzo Valero Garcés  
Investigador Científico CSIC  
Consejo Superior de Investigaciones Científicas  
Instituto Pirenaico de Ecología  
Dpto. Procesos Geoambientales y Cambio Global  
Avda Montañana 1005, Apdo 202, 50080 Zaragoza  
Teléfono 976 716112  
[blas@ipe.csic.es](mailto:blas@ipe.csic.es)  
<http://www.ipe.csic.es/limnogeologia/principal.htm>

Ruth Soto Marín  
Científica Titular Instituto Geológico y Minero de España (IGME)  
Tectónica, Geología Estructural  
C/ Manuel Lasala, 44 - 9º B  
50006 Zaragoza  
Teléfono: + 34 976 555 153 – 976 555 282  
E-mail: [r.soto@igme.es](mailto:r.soto@igme.es)



RESÚMENES DE LAS PONENCIAS DEL CICLO DE  
SEMINARIOS 2015/2016  
DOCTORADO EN GEOLOGÍA

## LAS VIII ACTIVIDADES DEL PROGRAMA DE DOCTORADO EN GEOLOGÍA DEL CURSO 2015-2016

Gloria Cuenca Bescós, coordinadora  
Dirección: cuencag@unizar.es

Las actividades del Programa de Doctorado en Geología (PDG) de este curso se presentan en este libro. Son las VIII conferencias y seminarios del Doctorado en Geología de la Universidad de Zaragoza. Los doctorandos, en orden alfabético, sintetizan sus trabajos en resúmenes de cuatro páginas, con figuras y referencias bibliográficas pertinentes. También se plasma en este libro el programa de las conferencias diseñadas por los miembros del PDG.

La investigación actual en Geología requiere cada vez más equipos interdisciplinarios y aplicación de técnicas y metodología avanzada en los campos de la ingeniería, la química, la física, las matemáticas, la geografía, por mencionar sólo algunas. Invito a comprobar esta afirmación leyendo las magníficas contribuciones de los doctorandos matriculados en el PDG de este curso, 2015-2016, que se presentan en este libro.

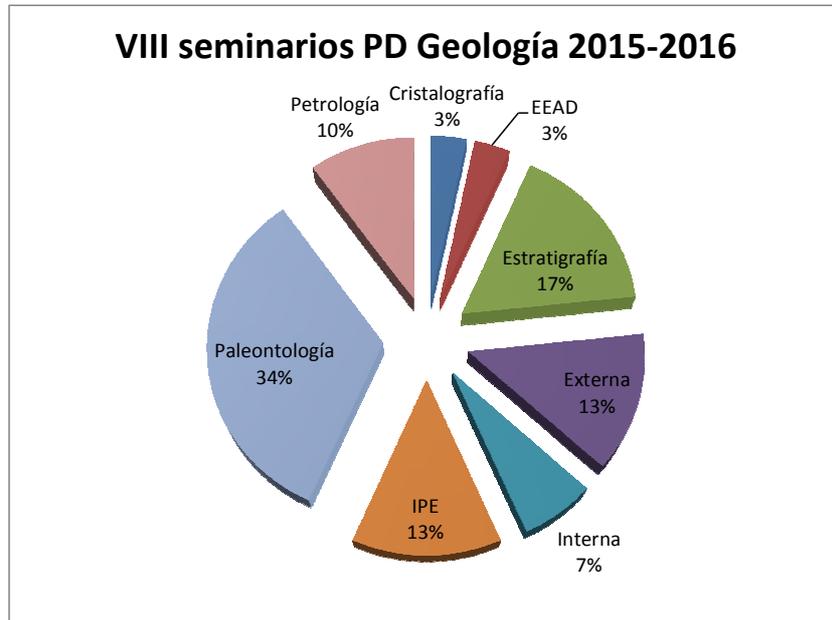
Los seminarios aquí publicados son los resúmenes de la investigación realizada por los doctorandos en las distintas áreas de Geología del PDG de la Universidad de Zaragoza. Cada uno presenta un informe o avance de las actividades desarrolladas dentro de su programa doctoral, los del primer año suelen informar sobre la importancia y estudios bibliográficos anteriores relacionados con su tema de Tesis, los del segundo y tercer año un avance de sus resultados y conclusiones.

Esto permite a los doctorandos distribuir y organizar su tiempo y su actividad investigadora, seguir un esquema de trabajo, sintetizar y presentar en público sus resultados, uno de los objetivos del PDG.

Por otra parte, los doctorandos y profesores del Departamento de Ciencias de la Tierra y coordinadores del PDG que asisten a las presentaciones de los doctorandos participan en el debate que se abre al final de cada una, con lo que se favorece así el ejercicio de la comunicación científica, la habilidad de preguntar y responder a preguntas realizadas en un entorno científico.

Este curso se han presentado 30 seminarios. La distribución por áreas del PDG puede verse en el gráfico de la Figura 1. Además, se han impartido ocho conferencias de investigadores de otros centros, tanto de la comunidad aragonesa como de otras comunidades con las que se tiene una relación de

investigación en Geología. Ver Tabla de las Actividades del Programa de Doctorado en Geología del curso 2015-2016: VIII conferencias y seminarios.





**DOCTORADO EN GEOLOGÍA 2015/16**  
**CICLO DE CONFERENCIAS Y SEMINARIOS**

- 29 de Octubre. Dr. José Mangas Viñuela  
 Universidad de Las Palmas de Gran Canaria -  
 Instituto de Oceanografía y Cambio Global

**Hidrocarburos fósiles (petróleo y gas natural) en el margen continental del oeste de Africa**

- 19 de Noviembre. Dr. Linus Munishi  
 School of Life Sciences and Bio-Engineering, Nelson Mandela African  
 Institute of Science and Technology, Tanzania

**Understanding the landscape evolution in the Lake Manyara basin for biodiversity conservation and socio-economic development**

y Dr. Amsalu Nebiyu  
 Department of Horticulture & Plant sciences, College of Agriculture, Jimma  
 University, Ethiopia

**Sustainable use of soil resources and sediment management in the Gilgel-Gibe catchment, Southwest Ethiopia**

- 3 de Diciembre. Dr. Jerónimo López Martínez  
 Universidad Autónoma de Madrid - Comité Científico Internacional de  
 Investigación en la Antártida

**Cambio climático, una perspectiva desde los polos**

- 21 de Enero. Dra. Pilar Clariana García  
 Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza

**Estratigrafía, estructura y su relación con el metamorfismo en la parte central de la Zona Axial pirenaica**

- 18 de Febrero. 1ª SESIÓN DE SEMINARIOS

- 18 de Febrero. Dr. Pedro Alfaro García  
 Universidad de Alicante

**Tectónica Activa en la Cordillera Bética centrooriental**

- 11 de Marzo. Dr. Javier Alvaro Blasco  
 Instituto de Geociencias de Madrid

**Astromicrobiología**

- 28 de Abril. 2ª SESIÓN DE SEMINARIOS 1ª parte

-12 de Mayo. 2ª SESIÓN DE SEMINARIOS 2ª parte

-12 de Mayo. Dr. Jorge Pey Betran (IGME)

**Geoquímica de aerosoles atmosféricos: ¿de dónde, por qué y para qué?**



Tabla de las Actividades del Programa de Doctorado en Geología del curso 2015-2016:  
 VIII conferencias y seminarios.



 Departamento de  
Ciencias de la Tierra  
Universidad Zaragoza

VIII Ciclo Conferencias y Seminarios de Doctorado en Geología

**DR. JOSÉ MANGAS VIÑUELA**  
**UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA**

**CONFERENCIA:**  
HIDROCARBUROS FÓSILES  
(PETRÓLEO Y GAS NATURAL)  
EN EL MARGEN CONTINENTAL DEL  
OESTE DE ÁFRICA

**JUEVES 29 DE OCTUBRE**  
**09:30 HORAS**  
**SALÓN DE ACTOS DEL EDIFICIO**  
**DE GEOLÓGICAS**

 Facultad de Ciencias  
Universidad Zaragoza

*Cartel Conferencia inaugural del VIII Ciclo de Conferencias y Seminarios del Doctorado en Geología. Curso 2015-2016.*

## MORFOMETRÍA GEOMÉTRICA Y APLICACIONES PALEONTOLÓGICAS EN DIENTES DE DINOSAURIOS TERÓPODOS.

Antonio Alonso Germán  
Área de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra  
Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza  
Dirección: alonsogert@gmail.com

La caracterización de los cambios de la forma es un campo de gran interés para la Paleontología. Tradicionalmente se han realizado aproximaciones morfométricas utilizando diferentes técnicas estadísticas multivariantes con el objetivo de analizar diferentes mediciones como distancias, ratios, áreas, volúmenes o ángulos en puntos establecidos previamente. No obstante estas relaciones no pueden reconstruirse a partir de las mediciones realizadas, perdiéndose información (Mitteroecker y Gunz, 2009).

Para evitar esta pérdida de información se han desarrollado técnicas de morfometría geométrica. La morfometría geométrica es una herramienta muy potente que se utiliza en diversas áreas de la ciencia como la Medicina o la Biología y es cada vez más empleada en Paleontología. El objetivo de la morfometría geométrica es el análisis y representación de la forma mediante el uso de coordenadas geométricas cartesianas. Para recoger la forma del objeto de estudio en morfometría geométrica se realizan configuraciones *landmarks* o puntos homólogos en dos o tres dimensiones. El método de aproximación geométrica a la morfometría más utilizado es el de superposición de tipo Procrustes (Gómez Robles, 2010).

Las técnicas de morfometría geométrica ha sido aplicada en diversos estudios en dinosaurios (Marugán-Lobón y Buscalioni, 2004). Sobre dientes aislados de dinosaurios terópodos, estas técnicas pueden ayudar a

complementar la información aportada por otros tipos de análisis morfométricos clásicos de tipo multivariante y observaciones sobre caracteres cualitativos (Alonso et al. 2015).

#### Referencias Bibliográficas

Alonso A, Canudo JI, Navarro-Lorbés P, Cuenca-Bescós G. (2015). Morfometría geométrica aplicada al estudio de dientes aislados de dinosaurios terópodos. XIII EJJIP Conference Proceedings, pp. 19-21.

Gómez Robles, A. (2010). Análisis de la forma dental en la filogenia humana. (Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Granada).

Marugán-Lobón J, Buscalioni AD. (2004). Geometric morphometrics in macroevolution: morphological diversity of the skull in modern avian forms in contrast to some theropod dinosaurs. En: Elewa AMT (Ed.), *Morphometrics. Applications in Biology and Paleontology*. Springer Berlin Heidelberg, 157-173 pp.

Mitteroecker P, Gunz P. (2009). Advances in Geometric Morphometrics. *Evolutionary Biology*, 36, 235-247.

## ASOCIACIONES DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS EN EL NE DEL OCÉANO ATLÁNTICO DURANTE EVENTOS HIPERTERMALES DEL EOCENO INICIAL

Gabriela de Jesús Arreguín Rodríguez  
Área de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra  
Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza  
arreguin@unizar.es

En el Eoceno inicial, diversas perturbaciones del ciclo del carbono de corta duración interrumpieron la tendencia general de calentamiento global que caracterizó al Paleógeno (Littler et al., 2014). Dichas perturbaciones, llamadas eventos hipertermales, han sido asociadas con adiciones de grandes masas de carbono ligero al sistema océano-atmósfera, y estuvieron caracterizados por un incremento de temperatura, excursiones negativas de los isótopos de carbono, disolución del carbonato de calcio en los océanos, perturbaciones del ciclo hidrológico y aumento en la erosión continental (Stap et al., 2010). El mayor de estos eventos, el Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno, tuvo diversas consecuencias bióticas, incluyendo una severa extinción de los foraminíferos bentónicos de medios profundos (Thomas, 2007). Sin embargo, la respuesta de estos organismos a los eventos hipertermales de menor magnitud sigue siendo incierta. En este estudio, se analizan las asociaciones de foraminíferos bentónicos a través del Máximo Térmico del Eoceno-2 (ETM2) y el H2 en el NE del Océano Atlántico (Goban Spur, DSDP Site 550), permitiendo evaluar la susceptibilidad de este grupo a eventos hipertermales de diferente magnitud.

En el intervalo estudiado, las asociaciones de foraminíferos bentónicos son moderadamente diversas, dominadas por taxones calcáreos, y formadas por una mezcla de morfogrupos infaunales y epifaunales. Dichas asociaciones no muestran extinciones durante los eventos, pero registran una marcada disminución en el número de foraminíferos por gramo en el

ETM2 y en menor proporción durante el H2. Además, ambos eventos presentan un incremento en la abundancia relativa de taxones aglutinados y un descenso del porcentaje de *Bolivinooides decoratus*, indicando aguas más corrosivas y poco aporte alimenticio respectivamente. La abundancia relativa de taxones oligotróficos como *Nuttallides truempyi* y *Quadrinorphina profunda* incrementa durante el ETM2, mientras que *Globocassidulina subglobosa* y *Osangularia* sp. 1, que son especies oportunistas que pueden indicar pulsos de aportes alimenticios, aumentan durante el H2. Por lo tanto, se concluye que ambos eventos representan una interrupción de las condiciones generalmente meso-oligotróficas, por ambientes con menor cantidad de alimento y mayor corrosividad en las aguas de fondo. No se encontraron evidencias de descenso en la productividad primaria, por lo que la aparente disminución de alimento pudo haber estado relacionada con un incremento en las tasas metabólicas de los foraminíferos bentónicos debido a las altas temperaturas, siendo más severo durante el ETM2 que en el H2. Por ello, la respuesta de los foraminíferos bentónicos parece corresponder a la magnitud de los hipertermales.

#### Referencias Bibliográficas

Littler, K., Röhl, U., Westerhold, T., Zachos, J.C. (2014) A high-resolution benthic stable-isotope record for the South Atlantic: implications for orbital-scale changes in Late Paleocene-Early Eocene climate and carbon cycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 401, 18-30.

Stap, L., Lourens, L.J., Thomas, E., Sluijs, A., Bohaty, S., Zachos, J.C. (2010) High-resolution deep-sea carbon and oxygen isotope records of Eocene Thermal Maximum 2 and H2. *Geology*, 38, 607-610.

Thomas, E. (2007) Cenozoic mass extinctions in the deep sea: what disturbs the largest habitat on Earth? En: Monechi, S., Coccioni, R., Rampino, M. (Eds.), *Large ecosystem perturbations: Causes and Consequences*. Geological Society of America Special Paper, 424, 1-24.

## LA CUEVA DE CASTERET: EVOLUCIÓN DEL VOLUMEN DE HIELO EN LOS ÚLTIMOS 50 AÑOS (PARQUE NACIONAL DE ORDESA Y MONTE PERDIDO, HUESCA)

Miguel Bartolomé Úcar  
mbart@ipe.csic.es

Las cuevas heladas son cavidades formadas en un sustrato rocoso que contienen acumulaciones perennes de agua en estado sólido (nieve o hielo). En la Península Ibérica, los Pirineos, junto con algunos sectores de la Cordillera Cantábrica, son los únicos entornos 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 o Cueva Helada de Casteret (macizo del Monte Perdido). La cueva de Casteret alberga en su interior diferentes tipos de depósitos de hielo, algunos de carácter estacional y otros perennes (Figura 1) que, debido a su espectacularidad la han convertido en un icono del Parque. Estudios preliminares indican que la acumulación de hielo fósil puede corresponder con el periodo frío de la Pequeña Edad de Hielo. La cueva, presenta una orientación E-O y tres entradas, una de grandes dimensiones, situada en el extremo occidental, y otra más pequeña, en una posición más elevada respecto a la principal, en el sector oriental. La tercera entrada corresponde con un pozo vertical. Esta disposición geométrica activa la congelación del agua en su interior por corrientes de aire frío desde finales de otoño hasta primavera. La circulación de aire se debe al gradiente existente entre las diferentes bocas y permite clasificarla como una cueva de tipo dinámico. La temperatura más baja registrada por los sensores instalados en el interior de la cavidad, durante un periodo anual monitorizado, es de  $-5.6^{\circ}\text{C}$  y la máxima de  $5.9^{\circ}\text{C}$ . Las elevadas temperaturas alcanzadas a final de verano, hacen que las masas

de hielo de carácter estacional (coladas, estalagmitas y columnas de hielo, principalmente) desaparezcan, mientras que el cuerpo general de hielo perenne que ocupa el fondo de la sala principal de la cavidad sufra importantes procesos de fusión. Desde su descubrimiento, y debido a su accesibilidad, la Cueva helada de Casteret ha sido objeto de numerosas visitas y, como consecuencia, se dispone de gran cantidad de material fotográfico. La comparación de imágenes tomadas en diferentes momentos permite evaluar la evolución de la masa de hielo fósil. Uno de los aspectos destacables es la desaparición del conocido como “Niágara Helado”, un hueco-rampa formado entre la masa de hielo y la pared, de 13 m de profundidad. Varias fotografías sucesivas en el tiempo muestran la colmatación de este hueco que estaría relacionado con la congelación

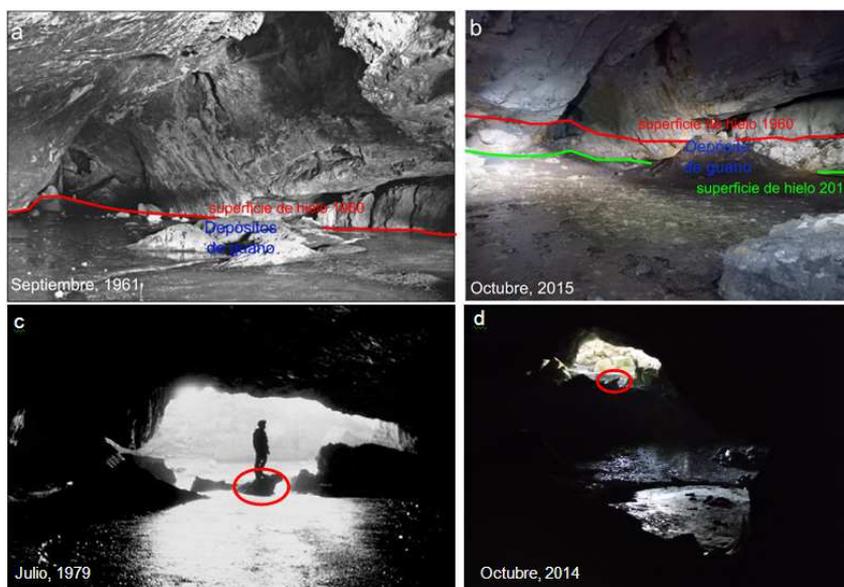


Figura 1: a y b) Situación de la masa de hielo en el año 1961, (Fotografía de Michael Smith, SWETC. C.C. en *St.Pierre*, (2007) y situación actual del la masa de hielo, c y d) Misma comparativa con otra perspectiva (Fotografía de Andy Hall, Red Rose. CPC en *St.Pierre*, (2007). Ambas comparaciones muestra una gran disminución de la masa de hielo.

en su interior de agua procedente de la fusión de la superficie de la masa de hielo. Mediante el reconocimiento de puntos fijos actuales, presentes también en las fotografías, es posible calcular un rebajamiento de 3 m de la superficie helada desde el año 1961 (Figura 1 a, b y c, d). Sobre el hielo, y en aparente continuidad estratigráfica, aparece un montículo de hielo recubierto por guano. El punto más alto de este montículo, corresponde aproximadamente con la superficie de hielo original en el año 1961, lo que implica una tasa de fusión de 5.5 cm/año. Esta disminución de la masa de hielo está relacionada con el calentamiento atmosférico, que se manifiesta por una disminución de los días con temperaturas bajo cero durante los inviernos.

#### Referencias Bibliográficas

ST. PIERRE, David (ed.) (2007). The Grotte Casteret (Gruta Helada Casteret) [Cave Studies Series 17]. Buxton: British Cave Research Association.



 Departamento de  
Ciencias de la Tierra  
Universidad Zaragoza

**DOCTORADO EN GEOLOGÍA 2015/16  
CICLO DE CONFERENCIAS Y SEMINARIOS**

**Tectónica Activa en la  
Cordillera Bética centrooriental**

**Pedro Alfaro García  
Universidad de Alicante**

**18 de Febrero de 2016, 12 h  
Salón de Actos de Geológicas**

 Facultad de Ciencias  
Universidad Zaragoza

## POTENCIAL GEOTÉRMICO Y ANALOGÍAS GEOQUÍMICAS DE LOS SISTEMAS GEOTERMALES CON EL ALMACENAMIENTO DE CO<sub>2</sub> Y DE RESÍDUOS RADIATIVOS

Mónica Blasco Castellón

Área de Petrología y Geoquímica. Departamento de Ciencias de la Tierra.

Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza

monicabc@unizar.es

La investigación sobre sistemas geotermales de baja-media entalpía está recibiendo un importante impulso debido a tres hechos destacados:

- Los avances tecnológicos están permitiendo aprovechar fluidos de cada vez de menor temperatura para la generación de electricidad.
- Muchos de estos sistemas muestran condiciones análogas (temperatura, profundidad, salinidad...) a las esperables en los almacenamientos de CO<sub>2</sub> en acuíferos salinos, o permiten estudiar distintos escenarios, como los de escape de CO<sub>2</sub>.
- Los ambientes geológicos y los rangos de temperatura en esos sistemas son similares a los esperados en algunos de los escenarios de rotura de los contenedores en almacenamientos geológicos de residuos radiactivos y pueden ser utilizados como análogos de dichos escenarios.

Dentro de este contexto los principales objetivos planteados en esta tesis son:

1. Caracterizar diferentes sistemas termales y determinar su potencial geotérmico. Para cada uno de ellos se definirán las características físico-químicas de las aguas y su temperatura en el reservorio y se identificarán los procesos secundarios que tienen lugar.
2. Seleccionar los sistemas geotermales adecuados para el estudio de procesos análogos a los esperables en el almacenamiento de CO<sub>2</sub>. Se determinarán los procesos de interacción agua-roca-gas, evaluando los procesos de retención y movilización de CO<sub>2</sub>.
3. Seleccionar los sistemas geotermales adecuados para el estudio de procesos análogos a los esperables en el almacenamiento geológico

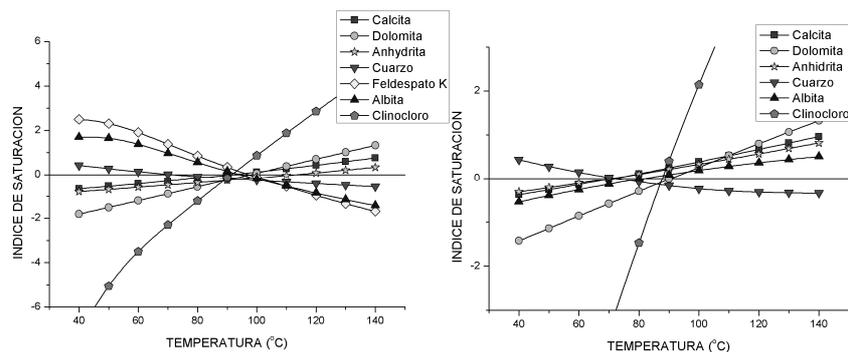
profundo (AGP) de Residuos Radiactivos. Se estudiarán escenarios de rotura de contenedores con la consiguiente liberación y migración de radionucleidos.

El primer paso necesario para el desarrollo de este proyecto es realizar una exhaustiva recopilación bibliográfica que, completada con la realización de nuevos muestreos y análisis de aguas, permitirá tener una amplia base de datos analíticos de los diferentes sistemas termales.

Todos estos datos serán tratados con técnicas clásicas de geotermometría, como los geotermómetros químicos e isotópicos, y, además, con diferentes técnicas de modelización geoquímica.

Se plantea estudiar diferentes sistemas geotermales. Por el momento se ha comenzado caracterizando algunos sistemas alojados en materiales carbonatados – evaporíticos:

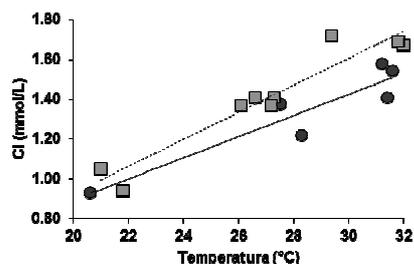
Sistema geotermal de Tiermas: se han identificado dos pautas de flujo, una con una temperatura de  $90 \pm 15 \text{ }^\circ\text{C}$  y la otra de  $80 \pm 10 \text{ }^\circ\text{C}$  (Figura 1), aunque los equilibrios minerales detectados en el reservorio son los mismos en ambos casos. Teniendo en cuenta el gradiente geotérmico de la zona se ha podido determinar que el reservorio se sitúa entre los 2100 y 2900 metros de profundidad.



**Figura 1.** Modelización geotermométrica realizada en el sistema geotermal de Tiermas. Se han identificado dos pautas de flujo diferentes una con una temperatura en profundidad de  $90 \pm 15 \text{ }^\circ\text{C}$

(izda.) y otra con  $80 \pm 10$  °C (dcha.).

Sistema geotermal de Jaraba: se ha identificado la existencia de un proceso de mezcla entre aguas termales y aguas más frías. El polo frío tiene una temperatura en torno a 21 °C, el termal de unos 30 °C y las aguas mezcladas de aproximadamente 27 °C (Figura 2). La contribución del polo termal a la mezcla se mantiene a lo largo del tiempo, y es mayor que la contribución del polo frío (60% polo termal; 40% polo frío).



**Figura 2.** Representación de la temperatura frente al cloro (elemento conservativo) de las aguas del sistema geotermal de Jaraba (con cuadrados muestras de 1985 y con círculos las muestras de 2009). Se identifica el polo frío ( $\approx 21$  °C), el polo termal ( $\approx 30$  °C) y las aguas mezcladas ( $\approx 27$  °C).

El estudio continuará con la caracterización de otros sistemas geotermales alojados en materiales carbonatados, como los sistemas de aguas carbónicas de Lanjarón (Granada) o El Reventón-Saladillo (Murcia).

En los casos que sea posible, se recogerán muestras de los precipitados minerales (travertinos) asociados a las surgencias para analizar la movilización-retención de elementos potencialmente contaminantes en escenarios de escape de CO<sub>2</sub>.

Aparte de estos sistemas termales, también se estudiarán otros alojados en materiales graníticos. Para este tipo de sistemas también se seleccionarán algunos con aguas carbónicas como el de Caldas de Malavella (Gerona), y otros con aguas no carbónicas como los de

Panticosa y Benasque (Huesca), Caldas de Bohí (Lérida) o Les Escaldes (Andorra), con el objetivo de comparar los efectos de la presencia de CO<sub>2</sub> en el comportamiento de movilización de elementos traza.

Finalmente, se seleccionarán aquellos sistemas estudiados que por sus características o procesos controladores puedan considerarse como análogos de los almacenamientos geológicos de CO<sub>2</sub> y de residuos radioactivos y de ellos se extraerá toda la información cualitativa y cuantitativa que sea posible. Algunos de los temas de interés serán el estudio de los procesos secundarios que pueden tener lugar, como por ejemplo precipitación y disolución de fases minerales debido a la inyección de CO<sub>2</sub>) los procesos de escape de CO<sub>2</sub> y los procesos de movilización y retención de diferentes elementos químicos (metales pesados, lantánidos y actínidos).

## INVESTIGACIÓN HIDROGEOLÓGICA EN LA CUENCA DEL RÍO RIBOTA, CUENCA DE CALATAYUD

Carlos E. Carnicer Rodrigo  
carnicercarlos@gmail.com

### 1.- Introducción.

La cuenca del río Ribota se encuentra en la comarca zaragozana de Calatayud, incluyendo los términos municipales de Malanquilla, Clarés de Ribota, Villarroya de la Sierra, Aniñon, Cervera de la Cañada, Torralba de Ribota y Calatayud. Esta pequeña cuenca es tributaria del río Jalón por su margen izquierda, dentro de la cuenca hidrográfica del Ebro.

Dentro de las masas de agua subterránea definidas por la Confederación hidrográfica del Ebro (CHE), la zona de estudio se incluiría dentro de las masas de agua Manubles-Ribota y Sierras Paleozoicas de la Virgen y Vicort.

Este estudio es una parte de la investigación que se desarrolla en el conjunto de la Tesis doctoral. Además de esta cuenca se incluirían las cuencas de los ríos Manubles, Perejiles, tramo bajo del río Jiloca y tramo alto del río Huerva. Las masas de agua subterránea implicadas total o parcialmente serían: Manubles-Ribota, Huerva-Perejiles, Aluvial Jalón-Jiloca, Sierras Paleozoicas de Ateca y Sierras Paleozoicas de la Virgen y Vicort.

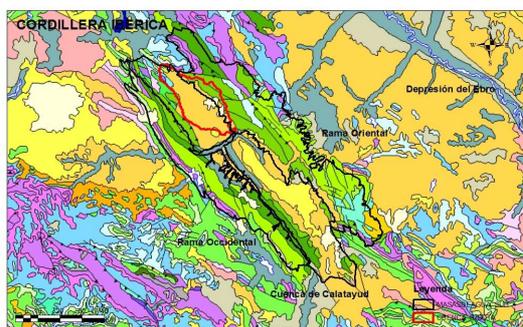


Fig. 1.- Situación geológica

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio se ubica en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica, en los sectores septentrional y central de la cuenca neógena de Calatayud limitando al SE con el umbral de Daroca, entre las alineaciones montañosas

paleozoicas de la rama aragonesa oriental y occidental (Figura 1).

## 2.- Trabajos realizados. Metodología.

Los principales trabajos realizados han sido:

- A. Establecimiento de una red geodésica local formada por 15 vértices geodésicos del IGN y 4 bases auxiliares. El objetivo de esta red es la georreferenciación con un grado de precisión centimétrica de todos los datos tomados en campo mediante GPS, tanto en tiempo real como en postproceso.
- B. Implantación de una red foronómica para el control de la escorrentía superficial de la cuenca. Consiste en la medición mensual de caudal en 15 puntos, 11 en el propio cauce y 4 en barrancos tributarios significativos de la margen izquierda. La metodología aplicada consiste en la medición de caudal mediante micromolinete cuando las condiciones de flujo lo permiten, y mediante aforo químico con NaCl con inyección instantánea, para flujos turbulentos o falta de calado suficiente.
- C. Inventario de puntos de agua. Se ha revisado y actualizado los datos facilitados por la CHE consistentes en las fichas de 19 manantiales, 116 pozos someros y 68 pozos profundos. La actualización ha consistido en la georreferenciación de los puntos, medición de nivel piezométrico, de caudal, toma de datos químicos *in situ*, etc. Se han incorporado al inventario existente las fichas de 7 manantiales, 24 pozos someros y 21 pozos profundos.
- D. Implantación de una red de control piezométrico a partir del inventario de puntos de agua. Se ha establecido una red de control mensual consistente en 12 pozos distribuidos en el acuífero aluvial (4), acuífero paleozoico (3), acuífero neógeno (3) y acuífero pliocuaternario (1).

**3.- Resultados.**

Los resultados preliminares del estudio nos permiten identificar la existencia de tres acuíferos relevantes:

1.- Acuífero paleozoico. Está formado por materiales cuarcíticos y pizarrosos con porosidad de fractura (Hard rock), dando lugar a aguas poco mineralizadas en facies bicarbonatada cálcica y bicarbonatada magnésica (Fig.2). Los parámetros hidráulicos varían entre  $T= 20-100 \text{ m}^2/\text{día}$  y  $S$  de  $10^{-5}$ . Presenta un comportamiento hidráulico tanto libre como confinado. En ocasiones da lugar a pozos surgentes.

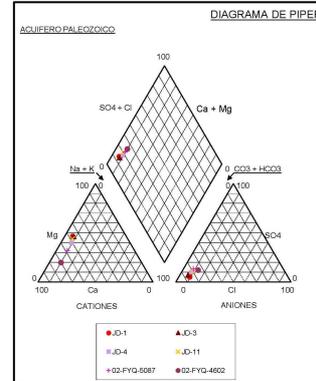


Fig. 2.- Calidad química de las aguas del paleozoico

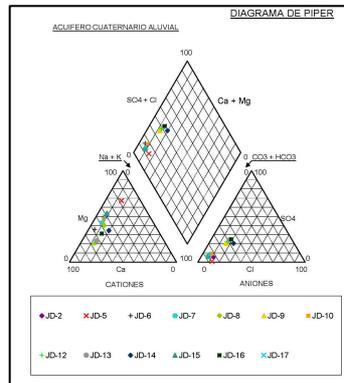


Fig. 3.- Calidad química de las aguas del aluvial

2.- Acuífero neógeno. Está constituido por conglomerados y areniscas de borde de cuenca formando un acuífero multicapa, con porosidad mixta primaria y de fractura, separado por niveles de acuitardo margo-arenoso. Se trata de aguas poco mineralizadas en facies bicarbonatadas cálcicas. Los parámetros hidráulicos varían entre  $T= 50-200 \text{ m}^2/\text{día}$  y  $S$  de  $10^{-3}$ . Su comportamiento hidráulico es eminentemente confinado.

3.- Acuífero aluvial río Ribota. Se trata de materiales detríticos de terraza con porosidad primaria, formando un acuífero libre, con mineralización variable entre 300 y 1200 ppm, con facies bicarbonatadas cálcica y magnésica. Los parámetros hidráulicos varían entre  $T= 100-500 \text{ m}^2/\text{día}$

y S entre 0.05 y 0.015.

Otra de las conclusiones que se deducen de los datos disponibles es que tanto las aguas del acuífero neógeno como las del aluvial se detectan niveles altos de nitratos (>50 ppm), como consecuencia de contaminación difusa posiblemente por fertilizantes.

De la red de aforos se deducen relaciones río-acuífero claramente efluentes en la cabecera de la cuenca e influentes en el tramo medio.

#### **4.- Propuestas de actuación.**

1. Continuar con la toma de datos como mínimo hasta completar un año hidrológico, tanto en la red foronómica como en la piezométrica.
2. Campaña de toma de muestras en la red piezométrica y en la de aforos.
3. Confección de la red de flujo de los distintos acuíferos.
4. Modelización de la recarga con Visual-Balan y/o Gis-Balan.
5. Modelización de la influencia del cambio climático en la cuenca según el escenario climático de AEMET.
6. Extender la metodología de esta cuenca al resto del área de estudio prevista.

#### **Referencias Bibliográficas**

Vera, J.A. (editor) (2004): *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 p.

Anadón, P., Sanz-Rubio, E., Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Calco, J.P., Ortí, F. y Rosell, L. (2004): Cuenca de Calatayud. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 563-569.

ESTUDIO PRELIMINAR DE LAS EXTREMIDADES  
ANTERIORES DEL SIRENIO DEL EOCENO. CASTEJÓN  
DE SOBRARBE (HUESCA)

Ester Díaz Berenguer

Grupo Aragosaurus-IUCA, Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias,  
Universidad de Zaragoza, Calle Pedro Cerbuna, 12, 50009, Zaragoza, España  
ester.berenguer@gmail.com

En el yacimiento de Castejón de Sobrarbe-41 (Comarca de Sobrarbe, Huesca) se ha recuperado una de las mejores colecciones de fósiles de sirenios (Mammalia, Afrotheria) del Eoceno del mundo (Badiola et al., 2011). Los niveles fosilíferos se localizan en la Formación Sobrarbe (Cuenca de Aínsa) y tienen una edad Luteciense (Eoceno medio) (Díaz-Berenguer et al., 2015).

Los fósiles identificados hasta el momento han permitido reconstruir un esqueleto de sirenio casi completo. Entre los huesos de la cintura escapular y las extremidades anteriores recuperados se incluyen: cuatro escápulas, dos húmeros, una ulna, y varios metápodos y falanges.

La escápula presenta forma de hoz y una espina estrecha que se va ensanchando hacia el extremo dorsal, similar a la de otros sirenios eocenos (Domning y Gingerich, 1994; Gingerich y Zalmout, 2012; Sagne, 2001), con excepción de los prorastómidos, que presentan una lámina escapular recta (Domning, 2001). El proceso anconeal se dirige posteroventralmente y se extiende más allá del límite de la fosa glenoide. Esta fosa y el proceso coracoides están bien desarrollados.

El húmero es robusto y presenta una epífisis distal bien desarrollada y una diáfisis recta y grácil, ambos, caracteres primitivos de los húmeros de sirenio (Domning, 1997). El tubérculo mayor se eleva por encima de la cabeza articular que tiene forma de corazón. El surco bicipital es ancho y profundo y la fosa olecraniana es también profunda. Los

húmeros de sirenios del Eoceno del registro europeo presentan una morfología general

más esbelta y unas epífisis reducidas (Pilleri et al., 1989; Sagne, 2001).

La ulna carece de las epífisis y no estaría fusionada al radio. Presenta una diáfisis recta con el borde cranial convexo que la diferencia del resto de sirenios descritos en la literatura. El olecranon es inusualmente largo y recto, y el proceso anconeal está bien desarrollado.

Del autopodio se han identificado seis metápodos completos (tres derechos y dos izquierdos) y tres fragmentos de metápodo indeterminados, tres falanges intermedias y dos falanges ungueales. Los fósiles de huesos del autopodio de sirenios del Eoceno son muy escasos, y todos los descritos han sido asignados a las manos (Domning y Gingerich, 1994; Gingerich y Zalmout, 2012; Sagne, 2001) o son indeterminados (Domning, 2001). Los huesos de las extremidades posteriores del sirenio de Sobrarbe están muy desarrollados e indican que este sirenio aún conservaría un pie móvil (Díaz Berenguer et al., 2014), por lo que es probable que alguno de los huesos del autopodio recuperados pudieran pertenecer al pie.

Los huesos de la cintura escapular y las extremidades anteriores del sirenio de Sobrarbe presentan caracteres primitivos que se corresponden con las extremidades posteriores descritas por Díaz-Berenguer et al., 2014, apoyando la hipótesis de que los huesos postcraneales de sirenio del yacimiento de Castejón de Sobrarbe-41 pertenecen a una única especie.

#### Referencias Bibliográficas

Badiola, A., Pereda-Suberbiola, X., Bardet, N., et al. (2011). Eocene mammalian fossil record and biodiversity from Iberia: New primate and sirenian discoveries and palaeobiogeographic implications. In Lehmann, T. & Schaal, S.F.K. (eds.), *The World at the Time of Messel: Puzzles in Palaeobiology, Palaeoenvironment, and the History of Early Primates*, 27-28.

Díaz-Berenguer, E.; Badiola, A., Moreno-Azanza, M., Puértolas, E. & Canudo, J.I. (2015). An exceptional Middle Eocene (Lutetian) sirenian bonebed in the southern Pyrenees (Huesca, Spain): palaeobiodiversity and sedimentological analysis. 13th Annual Meeting of the European Association of Vertebrate Palaeontologists, Opole, Poland, 8-12 July 2015. Abstract Volume, 157.

Díaz-Berenguer, E., Badiola, A., Canudo, J. (2014). First mention of sirenians (Mammalia) with functional hind limbs in Europe (Lutetian, Southern Pyrenees, Spain). *Journal of Vertebrate Paleontology*, Program and Abstracts, 120.

Domning, D.P. (1997). Fossil sirenian of the West Atlantic and Caribbean Region. VI. *Crenatosiren olseni* (Reinhart, 1976). *Journal of Vertebrate Paleontology*, 17 (2), 397-412.

Domning, D.P. & Gingerich, P.D. (1994). *Protosiren smithae*, new species (Mammalia, Sirenian) from the late middle Eocene of Wadi Hitan (Egypt). *Contributions from the Museum of Paleontology*, 29, 69-87.

Domning, D.P. (2001). The earliest known fully quadrupedal sirenian. *Nature*, 413, 625-627.

Pilleri, G., Biosca, J., & Via, L. (1989). *The Tertiary Sirenian of Catalonia*. Brain Anatomy Institute, University of Berne, Ostermündingen, 98 pp.

Sagne, C. (2001) *La diversification des siréniens à l'Eocène (Sirenian Mammalia): étude morphologique et analyse phylogénétique du sirénien de Taulanne Halitherium taulannense*. PhD dissertation. Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 292 pp.

Gingerich, P.D & Zalmout, I. (2012). Late Eocene sea cows (Mammalia, Sirenian) from Wadi Al Hitan in the western desert of Fayum, University of Michigan, *Papers on Paleontology*, 37, 1-158.



**Universidad Zaragoza**  
1542

**DOCTORADO EN GEOLOGÍA 2015/16**  
**CICLO DE CONFERENCIAS Y SEMINARIOS**

**Estratigrafía, estructura y su relación con  
el metamorfismo en la parte central de la  
Zona Axial pirenaica**

**Pilar Clariana García**  
**Instituto Geológico y Minero de España**

**Fecha: 21 de Enero de 2016, 12:00 h**  
**Lugar: Salón de actos de Geológicas**

## REFLEXIONES SOBRE EL ESTUDIO DE ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN EN SEDIMENTOS BLANDOS EN EL ENTORNO DE LA FALLA DE CONCUD

Lope Ezquerro Ruiz

Área de Estratigrafía. Departamento de Ciencias de la Tierra

Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza

lope@unizar.es

Discriminar el origen de las estructuras de deformación en sedimentos blandos (SSDS) siempre ha sido un tema controvertido debido a la multitud de procesos que pueden producirlas (sedimentarios, biológicos, químicos, sísmicos...). Desde el trabajo de Sims (1975) hasta el de Owen y Moretti (2011), los requisitos para la interpretación de niveles deformados como debidos al efecto de terremotos, es decir, sismitas, han sido variados y con el tiempo se han ido añadiendo nuevas restricciones. Actualmente, para que las SSDS puedan ser interpretadas como sismogénicamente inducidas, se considera necesario: i) presentar una gran continuidad lateral de niveles deformados en un área considerable, ii) descartar un posible origen sedimentario, iii) aparecer entre niveles no deformados, iv) situarse en la proximidad de fallas activas, v) tener morfologías comparables con otras sismitas, vi) encontrar una sucesión vertical de varias SSDS, y vii) mostrar una correlación entre complejidad o frecuencia con la distancia a la fuente sísmica.

La interpretación de sismitas en sondeos implica una alta complejidad ya que algunos criterios son difícilmente demostrables. Además, el tamaño de las propias SSDS (en ocasiones mayor que el testigo del sondeo) y la propia deformación que puede inducir el proceso de perforación han hecho que algunos investigadores prefieran aproximaciones indirectas más complejas (XDR, fluorescencias, isotopos...) que el estudio directo de las deformaciones. La finalidad de este trabajo es aportar criterios clave para solventar las limitaciones existentes al analizar SSDS procedentes de testigos de sondeos y ampliar el conocimiento sobre la actividad pliocena de la Falla de Concud.

El conocimiento sobre la sismicidad pliocena de la Falla de Concu-  
era

limitado por los escasos y pobres afloramientos existentes. La serie  
palustre-lacustre finipliocena se localiza en la Cubeta Residual de  
Concu-

Teruel, cuenca ligada a la actividad de la Falla de Concu. Además de la  
información de superficie (tres secciones estratigráficas), en este sector se  
han realizado dos sondeos para completar el registro. En conjunto, se  
han reconocido entre 29 y 35 niveles deformados, que comprenden  
diques clásticos, estructuras de carga, diapiros y *slumps*, que se han  
interpretado como de origen sísmico. Además, entre 21 y 29 SSDS han  
sido atribuidas a detonantes no sísmicos como erosión, bioturbación,  
microkarstificación, nodulización o carga sedimentaria. El análisis de  
facies cuantificadas ha permitido la correlación de los sondeos y los  
perfiles, así como el estudio de la distribución lateral y vertical de los  
niveles deformados. Los factores que controlan esta distribución son i) el  
origen sísmico o no-sísmico, ii) la distancia a la fuente sísmica, iii) las  
facies sedimentarias que participan en la deformación, y iv) las  
condiciones de observación (sondeos *vs.* afloramiento natural).

Los resultados de la magnetostratografía han confirmado que el  
registro estudiado comprende de ~3,6 a ~1,9 Ma, permitiendo el cálculo  
de un *periodo de recurrencia aparente* de terremotos con valores de entre 56 y  
108 ka para el conjunto de la serie. En zonas de agrupamientos de  
sismitas este periodo disminuye hasta valores de 4,8 a 6,1 ka. También ha  
permitido confirmar que estos agrupamientos verticales de sismitas  
coinciden con momentos de mayor tasa de sedimentación relacionada  
con una mayor tasa de subsidencia tectónica, es decir, mayor actividad de  
la falla.

Este patrón de actividad de la Falla de Concu para el Plio-  
Pleistoceno, con períodos alternantes de movimiento rápido y lento, es  
similar a la actividad cuaternaria inferida del estudio paleosismológico en  
trincheras (ca. 74 ka BP), correspondiéndose los periodos acelerados con

similares tiempos de recurrencia. Por ello, los períodos de recurrencia aparentes calculados a partir de sismitas en el registro sedimentario pueden servir para inferir periodos reales de recurrencia de paleosismos.

#### Referencias Bibliográficas

Owen, G. y Moretti, M., 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology* 235, 141-147.

Sims, J. D., 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics* 29, 141-152.



## SINKHOLES RELATED TO EVAPORITE DISSOLUTION IN A STRATIGRAPHICALLY AND STRUCTURALLY COMPLEX SETTING, FLUVIA VALLEY, EASTERN SPANISH PYRENEES

Ivan Fabregat González

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza (España)

ifago@unizar.es

**Abstract:** Sinkhole development is analysed in a geologically complex evaporite karst area of NE Spain, including four evaporite units with different characteristics and affected by compressional and extensional tectonic structures. The exposed paleosinkholes provide valuable information on the subsidence mechanisms and reveal the significant role played by interstratal karstification in the area. An inventory of 135 sinkholes has been constructed with reference to its geological and geomorphological context. This database has been used to infer several properties of the sinkholes with practical implications: a magnitude and frequency scaling relationship, spatial distribution patterns, dominant controlling factors and the associated damage.

**Key words:** interstratal karstification, paleosinkholes, subsidence damage

### PALLOESINKHOLES

The study area shows a wide variety of dissolution-induced paleosubsidence structures. They record the whole spectrum of subsidence mechanisms, including sagging, collapse, suffosion, and multiple combinations of them (Gutiérrez et al., 2014) (Fig. 1). The materials affected by subsidence can be grouped into three main categories: (1) caprocks, corresponding to non-evaporitic lithified rocks, including Eocene sediments (e.g. Banyoles Marls, Coubet Sandstone), tufaceous limestone of the Plio-Quaternary Incarcál-Usall formation, and Pleistocene basalts; (2) evaporitic bedrock; (3) detrital cover deposits,

mainly quaternary alluvium (terraces and mantled pediment). These paleosinkholes provide key information to understand several features of the subsidence phenomena: (A) significant role played by interstratal karstification of Beuda Gypsum (Fig. 1A, B, C, G); (B) development of hectometre-scale sagging basins recording synsedimentary subsidence (Fig. 1G); (C) impact of dissolution subsidence on fluvial sedimentation (Fig. 1G); (D) common occurrence of oversteepened collapse faults (pseudoreverse faults) (Fig. 1C, F) and folds related to passive bending (Fig. 1G), ascribed in previous works to Quaternary compressional tectonics.

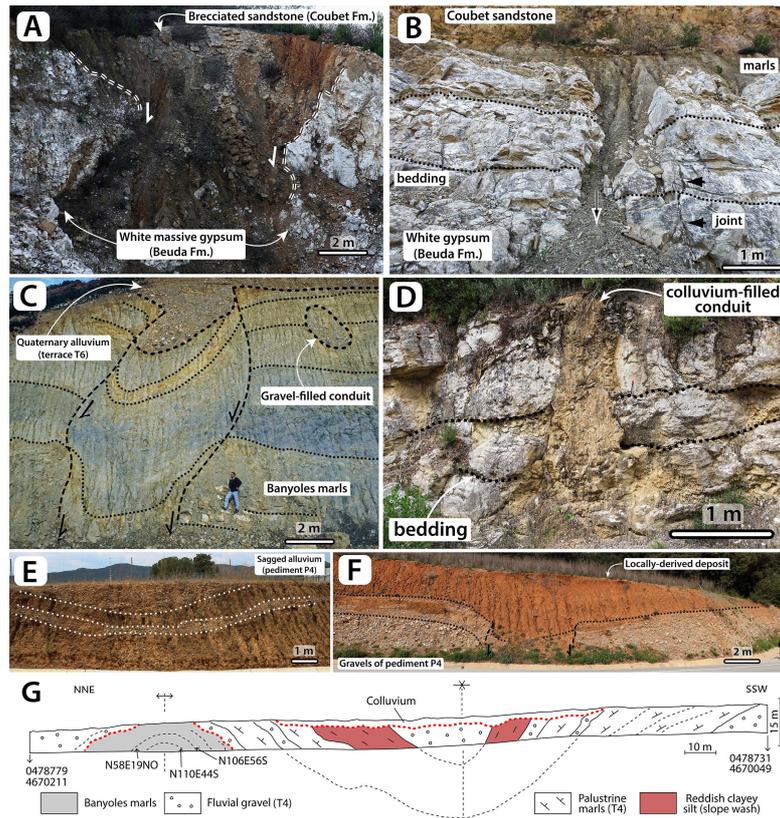


FIGURE 1. Representative examples of paleosubsidence structures and paleosinkholes.

## SINKHOLES

Previous sinkhole maps in the area are restricted to a limited zone including Besalú village and the immediate surroundings (e.g. Roqué et al., 1999). In this work and in Gutiérrez et al. (2016), covering a much larger area of 122 km<sup>2</sup>, we have inventoried a total of 135 sinkholes with an aggregate area 684,160 m<sup>2</sup>, indicating an overall sinkhole density of 1.1 sinkholes/km<sup>2</sup> and a sinkhole-affected percentage area of 0.56% (Figs. 2). These figures rise to approximately 3 sinkholes/km<sup>2</sup> and 1.5% considering the zones with evaporites beneath the surface (in outcrop or subcrop). The cumulative volume of the mapped sinkholes has been roughly estimated at  $4.2 \times 10^6$  m<sup>3</sup>, considering their area and approximate average depth. Interestingly, the two largest depressions account for 48% of the total volume; a compound sinkhole NW of Tortella and a caprock collapse sinkhole NE of Serinya (Fig. 2A).

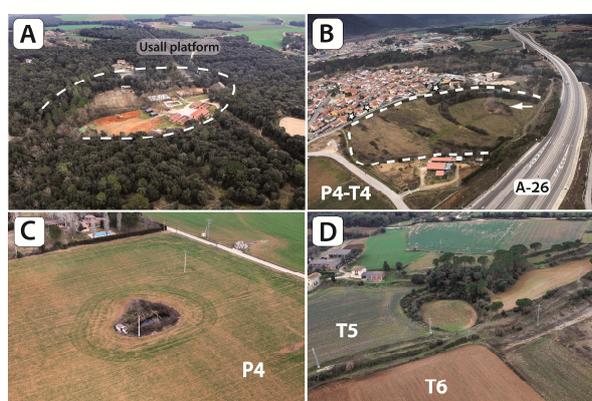


FIGURE 2. Oblique aerial views of several sinkholes mapped in the study area.

The depressions have been classified qualitatively into three morphological types: pan-shaped (41%), funnel-shaped (20%), and well-shaped (39%). As for the genetic typology (Gutiérrez et al., 2014), around 72% of the depressions are generated by collapse, 23% by sagging, and 5% by a combination of both. The lack of cover suffosion sinkholes can be explained by the scarcity of loose, low-cohesion cover

deposits. As much as 77% of the mapped sinkholes occur on Quaternary alluvial surfaces (i.e., pediments and terraces). The remaining ones either affect evaporitic bedrock (11%) or non-soluble caprocks (12%).

Sinkhole activity has a moderate impact in the area, especially if compared with other evaporitic regions of NE Spain underlain by salt-bearing subhorizontal evaporites, such as the middle reach of the Ebro Valley or Calatayud area (Gutiérrez et al., 2008). Several buildings in Besalú village have been severely damaged by dissolution-induced subsidence. In the Grup del Mont suburb, located in the northern sector of the village and south of a large sinkhole, a multi-storey building was definitively evacuated due to progressive subsidence and structural damage that started in 1992 (Roqué et al., 1999).

#### REFERENCES

Gutiérrez, F., Calaforra, J.M., Cardona, F., Ortí, F., Durán, J.J. and Garay, P, 2008. Geological and environmental implications of evaporite karst in Spain. *Environmental Geology* 53, 951-965.

Gutiérrez, F., Parise, M., De Waele, J. and Jourde, H. 2014. A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst. *Earth Science Reviews* 138, 61-88.

Gutiérrez, F, Fabregat I., Roqué C., Carbonel D., Guerrero J., García-Hermoso F., Zarroca M. and Linares R. (2016). Sinkhole and cave related to evaporite dissolution in a stratigraphically and structurally complex setting, Fluvia Valley, eastern Spanish Pyrenees. Geological, geomorphological and environmental implications. *Geomorphology*, submitted.

Roqué, C., Pallí, L., Capellà, I., Linares, R. and Brusi, D. 1999. Els esfondraments per carstificació al terme municipal de Besalú. *La Punxa* 28, 42-53.

## MORFOMETRÍA APLICADA A LA DISTINCIÓN DE LOS DOS MURCIÉLAGOS RATONEROS EN EL REGISTRO FÓSIL IBÉRICO

Julia Galán García

Aragosaurus-IUCA, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain.

galanj@unizar.es

Dos especies de murciélagos ratoneros, *Myotis myotis* y *Myotis blythii*, conviven simpátricamente en el Paleártico desde, al menos, el Holoceno. Asignar huesos aislados y/o fragmentados a una u otra especie es a veces problemático: muchos estudios sobre morfometría craneal han proporcionado resultados razonablemente buenos (Arlettaz 1995, entre otros) pero el único método absoluto es el análisis molecular de los tejidos orgánicos, lo que difícilmente es aplicable en restos fósiles. Sevilla (1988) realizó una extensa labor en cuanto a identificación de dientes aislados pero solo el tercer molar inferior fue establecido como inequívocamente diagnóstico, mientras que los estudios morfométricos sobre la mandíbula son escasos en la literatura.

Los restos de quirópteros fósiles que encontramos en yacimientos son básicamente dientes aislados o mandíbulas y maxilas más o menos fragmentados (Sevilla 1988, entre otros). Aquí presentamos una nueva aportación a la diferenciación de las dos especies *M. myotis* y *M. blythii* en el registro fósil ibérico.

En este trabajo se ha realizado un análisis estadístico preliminar con medidas craneodentales y de la mandíbula. Como último objetivo, pretendemos clasificar 10 especímenes esqueletizados atribuidos a *Myotis* spp. procedentes de la prospección de cuevas de alta montaña en la zona kárstica de Lecherines (Borao) y la Sierra de Secús (Hecho) en los Pirineos oscenses (Galán et al., 2015). Las medidas craneales fueron comparadas entre 59 individuos de Iberia y Europa Occidental (algunos

datos fueron obtenidos de Arlettaz, 1995; otros fueron medidos por la autora sobre material de referencia disponible). Solo 27 individuos pudieron utilizarse

para tomar medidas dentales y de la mandíbula. Para los análisis estadísticos y multivariantes se empleó el software PAST.

Hemos obtenido valores bien separados para ambos taxones en algunos parámetros como la serie dental superior e inferior, la longitud del cráneo y la longitud de la mandíbula. El análisis multivariante morfométrico de la rama mandibular muestra dos morfoespacios bien separados para las dos especies. Para los dientes aislados hemos observado que las mayores diferencias entre taxones se da en el segundo molar inferior y superior. Pese a estos resultados alentadores, el número de individuos comparados es relativamente pequeño por lo que hemos programado más estudios ampliando la muestra analizada para contrastarlos. Como resultado final en esta investigación, hemos podido asignar ocho de nuestros especímenes pirenaicos a *M. blythii* y dos individuos a *M. myotis*.

#### Referencias Bibliográficas

Arlettaz R. (1995) of the sibling mouse-eared bats (*Myotis myotis* and *Myotis blythii*): zoogeography, niche, competition, and foraging. Tesis Doctoral. Universidad de Lausanne, Lausanne, 208 pp.

Galán J., Sauqué V., Rabal-Garcés R., Núñez-Lahuerta C., Cuenca-Bescós G. and López-García J.M. (2015) Bats from some new Quaternary high mountain localities in the Spanish Pyrenees – preliminary results. In: Jagt JWM, Hebda G, Mitrus S, Jagt-Yazikova E, Bodzioch A, Konieto-Meier D, Kardynal K and Gruntmejer K, eds. 13th Annual Meeting of the European Association of Vertebrate Palaeontologists–Abstracts. Opole.

Sevilla P. (1988) Estudio Paleontológico de los Quirópteros del Cuaternario español. *Paleontologia i Evolució*, 22: 113-233.

## ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO DE LAS TERRAZAS FLUVIALES EN EL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DEL EBRO

Héctor Gil Garbí

Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza.

hecgilgarbi@gmail.com

En los últimos años se ha abordado en profundidad el estudio de los materiales cuaternarios de terraza en el sector central de la Cuenca del Ebro. El estudio se ha llevado a cabo desde un punto multidisciplinar, integrando diferentes disciplinas geológicas como: Estratigrafía, Sedimentología, Geomorfología, Análisis estructural o Mineralogía (Luzón et al., 2012; Soriano et al., 2012; Gil et al., 2013). Dentro de estos estudios multidisciplinarios es imprescindible la obtención de dataciones absolutas y relativas que permitan el establecimiento de la cronosecuencia de las terrazas de los diferentes sistemas fluviales, ya que nos permitirá dotar de un marco temporal a los diferentes estudios y observaciones realizadas en estos materiales, como pueden ser: la caracterización de fases de agradación y erosión, la evolución sedimentológica, los periodos de karstificación del substrato yesífero o asociar dichos depósitos a periodos climáticos concretos.

Hasta el momento en el sector central de la Cuenca del Ebro existen escasas secuencias fluviales de referencia bien estudiadas y controladas cronológicamente. Estas secuencias fluviales, corresponden básicamente a las terrazas del río Guadalupe (Fuller et al., 1998) y a los registros fluvioglaciares y fluviales relacionados con los ríos Gállego (Benito et al., 2010), Cinca (Sancho et al., 2007; Lewis et al., 2009) y Alcanadre (Calle et al., 2013; Duval 2015; Sancho et al., 2016).

Dentro de este contexto, y con el fin de datar los niveles de terraza más altos del Ebro, Gállego, Jalón y Huerva, se han utilizado técnicas paleomagnéticas, frecuentemente utilizadas en la datación de sedimentos cuaternarios de edades cercanas al límite Brunhes Matuyama, (0,773 Ma

Singer 2104) ya que muy pocos métodos de datación pueden ser aplicados en sedimentos de este periodo.

El paleomagnetismo es potencialmente capaz de identificar la polaridad magnética de los sedimentos en el momento de depósito (registro primario). La asociación de la polaridad a un cron magnético determinado permite datar los diferentes niveles de terraza.

Sin embargo, en muchas ocasiones, en el estudio de terrazas cuaternarias, es difícil determinar la fiabilidad de los datos paleomagnéticos, así que el primer paso en el análisis de los niveles de terraza ha sido comprobar la estabilidad temporal de la magnetización y establecer con fiabilidad su carácter primario.

Las terrazas altas del río Ebro en su sector central nos ofrecen un marco excepcional para testear la fiabilidad de los datos paleomagnéticos y realizar pruebas de estabilidad paleomagnética convencional (test del conglomerado o del pliegue, que por lo general sólo se pueden llevar a cabo en materiales más antiguos y sometidos a procesos de deformación tectónica. En nuestro caso la presencia de procesos kársticos han producido una serie de estructuras de deformación como geometrías sinformes ligadas a subsidencia o brechas intraformacionales relacionadas con paleocolapsos que permiten la aplicación de las pruebas de estabilidad clásicas en paleomagnetismo.

Estos test de estabilidad se han acompañado de un estudio a fondo de la mineralogía magnética de los sedimentos que indican que el principal mineral portador de la magnetización es la magnetita con diversos tamaños de granos como multidominio (MD), monodominio (SD) o pseudomonodominio PSD. El contraste de los resultados entre los tamaños de grano y los test de estabilidad indican que las partículas MD son poco apropiadas para a un registro fiable de las direcciones primarias (como demuestra el test del pliegue negativo). Por el contrario los registros primarios fiables (ratificados con un test de conglomerados positivo) se relacionan con partículas magnéticas monodominio (SD) tal como indican los diagramas de curvas de inversión de primer orden (FORC)

Nuestros resultados confirman la presencia tanto de magnetización primaria como secundaria (campo reciente-actual), lo que puede inducir a error en la determinación de la edad de las terrazas. Así pues, el análisis de la mineralogía magnética y sobre todo diagramas FORC, se antoja clave para apoyar el carácter primario de la magnetización y construir cronosecuencias sólidas.

#### Referencias Bibliográficas:

Benito, G., Sancho, C., Peña, J.L., Machado, M.J., Rhodes, E. (2010) Large-scale karst subsidence and accelerated fluvial aggradation during MIS6 in NE Spain: climatic and paleohydrological implications. *Quaternary Science Reviews* 29, 2694–2704.

Calle, M., Sancho, C., Peña, J.L., Cunha, P., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E. (2013) La secuencia de terrazas cuaternarias del río Alcanadre (provincia de Huesca): caracterización y consideraciones paleoambientales. *Cuadernos de investigación geográfica* 39, 159–178.

Duval, M., Sancho, C., Calle, M., Guilarte, V., & Peña-Monné, J. L. (2015). On the interest of using the Multiple Center approach in ESR dating of optically bleached quartz grains: some examples from the Early Pleistocene terraces of the Alcanadre River (Ebro basin, Spain). *Quaternary Geochronology* 29, 58-69.

Fuller, I., Macklin, M., Lewin, J., Passmore, D. and Wintle, A. (1998). River response to high-frequency climate oscillations in southern Europe over the past 200 k.y. *Geology* 26(3), p.275.

Gil, H., Luzón, A., Soriano, M.A., Casado, I., Pérez, A., Yuste, A., Pueyo, E., Pocoví A. (2013) Stratigraphic architecture of alluvial–aeolian systems developed on active karst terrains: An Early Pleistocene example from the Ebro Basin (NE Spain). *Sedimentary Geology* 296, 122-141.

Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L., Rhodes, E.J., 2009. Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change* 67, 141–152.

Luzón, A., Rodríguez-López, J.P., Pérez, A., Soriano, M.A., Gil, H., Pocoví, A., 2012. Karst subsidence as a control on the accumulation and preservation of aeolian deposits A Pleistocene example from a proglacial outwash setting, Ebro Basin, Spain. *Sedimentology* 59, 2199–2225.

Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E., Rhodes, E., Pueyo, E.L., Gosse, J. (2007). Cronología del sistema de terrazas cuaternarias en la cuenca del río Cinca (Pirineos y depresión del Ebro). In: *Proceedings of the XII Reunión Nacional de Cuaternario*, Ávila, 31-32.

Sancho, C.; Calle, M.; Peña, J.L.; Duval, M.; Oliva-Urcia, B.; Pueyo, E.L.; Benito, G.; Moreno, A. (2016). Dating the earliest Pleistocene alluvial terrace of the Alcanadre River (Ebro Basin, NE Spain): Insights into the landscape evolution and involved processes. *Quaternary International* doi:10.1016/j.quaint.2015.10.050 (in press)

Singer, B.S., 2014. A Quaternary Geomagnetic Instability time-scale. *Quat. Geochronol.* 21, 29–52.

Soriano, M.A., Luzón, A., Yuste, A., Pocoví, A., Pérez, A., Simón, J.L., Gil, H. (2012). Quaternary alluvial sinkholes: Record of environmental conditions of karst development, examples from the Ebro Basin, Spain. *Journal of Cave and Karst Studies. Journal of Cave and Karst Studies* 74, 173–185.

DESARROLLO DE INSTRUMENTO PORTÁTIL DESTINADO A IDENTIFICAR PROPIEDADES MECÁNICAS DE LOS ELEMENTOS CONSTRUCTIVOS MEDIANTE MÉTODOS NO DESTRUCTIVOS. APLICACIÓN: FACHADA DEL EDIFICIO EXMA (ANTIGUO MATADERO DE CAGLIARI)

Joaquín Lasierra Liarte

Área de Petrología y Geoquímica. Departamento de Ciencias de la Tierra  
Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza  
joaquinlasierra@gmail.com

### **Introducción**

Conociendo la existencia y aplicación de diversos instrumentos destinados la obtención de propiedades mecánicas de materiales, como el esclerómetro o péndulo de impacto; se detecta la necesidad de resolver su carácter destructivo en aplicaciones relacionadas con la restauración de materiales y elementos constructivos del ámbito histórico-monumental, o piezas de alto valor artístico o intrínseco donde es inadmisibile cualquier daño que sufra una muestra, por leve que este sea. Atendiendo a lo anterior, se desarrolla un instrumento portátil capaz de caracterizar mecánicamente el estado mecánico de un material y/o elementos constructivos pertenecientes a un conjunto de alto valor patrimonial sin causar daño alguno sobre la muestra.

### **Descripción del instrumento**

Tal y como se recoge en el documento de patente, el instrumento se describe del siguiente modo:

- La presente invención se enmarca dentro del campo técnico correspondiente a los dispositivos para medición de propiedades físicas de diferentes objetos.

- Más concretamente, la invención se refiere a un dispositivo para la medida no destructiva de propiedades físicas tales como densidad, resistencia mecánica, adhesión de las capas y presencia de poros.
- Su sector principal de aplicación es el análisis de materiales susceptibles de alteración mediante otras técnicas de evaluación destructivas, tales como obras de arte u objetos frágiles.

El instrumento se patenta en dos versiones diferenciadas por la trayectoria del elemento de impacto sobre las muestras: trayectoria pendular (Figuras 1 y 2) y trayectoria lineal (Figura 3). A su vez, la versión de trayectoria cilíndrica se divide en dos diseños atendiendo al tipo de transductor que registra la señal: micrófono o acelerómetro.

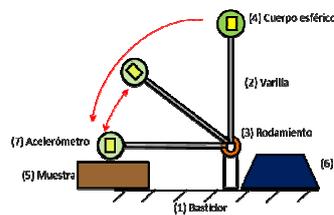


Figura 1. Versión: trayectoria pendular con micrófono.

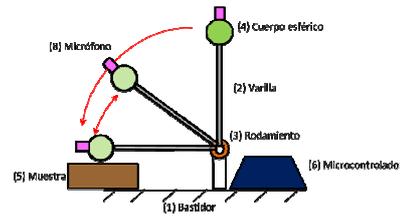


Figura 3. Versión: trayectoria pendular con acelerómetro.

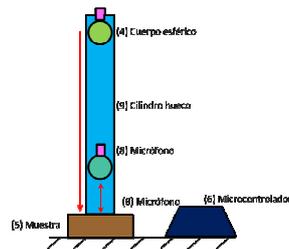


Figura 3. Versión: trayectoria lineal con micrófono.

Otras variaciones del instrumento, se dirigen a adecuar el material del elemento actuador a una aplicación concreta pudiendo conformarse éste con diversos grados de elasticidad (Figura 4).



Figura 4. Diversos materiales intercambiables para el elemento actuador.

### Registro de datos

Ambas versiones del instrumento registran dos tipos de señales:

- Señal de nivel de ruido o de vibración (según la versión del transductor) en el dominio temporal (Figura 5): Esta señal permite obtener conclusiones relativas a la rapidez con la que se disipa la energía en el momento del impacto en el material.
- Distribución frecuencial del nivel de ruido o de vibración (según la versión del transductor) en el instante del primer impacto (Figura 6): Esta señal permite identificar cómo suena (más grave o más agudo) el impacto sobre el material.



Figura 5. Registro de la señal en el dominio temporal.

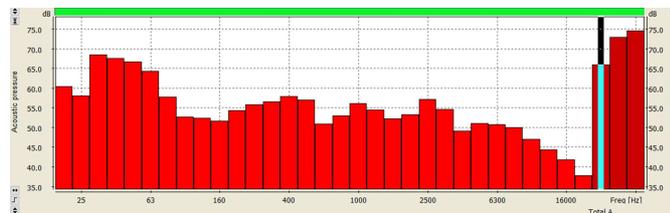


Figura 6. Registro del impacto en el dominio frecuencial.

**Aplicación: fachada del edificio EXMA (antiguo matadero de Cagliari)**

A continuación, se muestra un ejemplo de aplicación en la fachada de un edificio de valor patrimonial donde se ha realizado una rehabilitación de la misma (Figuras 7 y 8). En trabajos posteriores se buscarán correlaciones entre los datos obtenidos (Figuras 9 y 10) con el instrumento portátil descrito en el presente documento y los estudios de ultrasonidos medidos por el Departamento di Ingegneria Civile, Ambientale e Architettura de la Universidad de Cagliari (Cuccuru, et al., 2015).



Figuras 7 y 8. Ejemplo de aplicación del instrumento en el edificio EXMA.



30 m	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	
P8	69	73	70	70	64	62	64	65	67	67	71	71	72	71	72	64	63	64	65	77	74	74	71	63	63	63	63
P8	72	65	70	65	72	68	68	65	64	63	67	67	65	70	70	62	64	66	65	64	68	67	73	70	73	68	68
P7	66	66	66	61	64	67	64	61	66	61	61	64	60	67	76	61	61	61	61	61	61	61	61	61	61	61	61
P8	60	64	64	64	63	64	67	64	65	62	61	62	64	62	64	62	64	62	64	62	64	62	64	62	64	62	64
P6	55	64	70	70	70	63	67	71	71	67	67	68	68	65	62	67	62	61	67	70	61	61	67	63	62	62	62
P4	70	60	60	60	61	64	60	60	62	60	64	60	60	60	60	61	60	60	60	61	60	60	60	60	60	60	60
P5	64	61	67	61	61	71	64	65	70	64	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
P8	66	65	64	65	73	70	65	66	70	62	67	62	65	65	60	64	67	60	67	67	70	70	66	68	70	63	63
P5	60	65	64	65	63	67	67	73	63	63	63	70	68	73	64	64	68	69	63	72	69	66	66	66	66	66	66

Figuras 9 y 10. Ejemplo de resultados obtenidos de nivel de ruido para la frecuencia de 20 Hz.

**Referencias Bibliográficas**

Cuccuru, F.; Fais, S.; Paola Ligas, P., (2015). Application of non-destructive ultrasonic testing on the old abattoir of Cagliari (Italy). REUSO 2015. III Congreso Internacional Sobre Documentación, Conservación y Reutilización del Patrimonio Arquitectónico y Paisajístico.

INTEGRATION OF MULTIPROXY RECORD OF THE EOCENE/OLIGOCENE BOUNDARY INTERVAL IN THE ATLANTIC OCEAN (BALTIMORE CANYON, DSDP SITE 612)

Alba Legarda Lisarri

Área de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra-IUCA

Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza

legarda.geo@gmail.com

The Eocene Oligocene boundary (EOB) interval was a key period in global climate and oceanographic circulation; a transition from a greenhouse warm climate with no ice-sheets in the Eocene to the current icehouse world with ice sheets in the poles, and a change from thermospheric to thermohaline circulation. The integrated analysis of different groups of microfossils inhabiting from surface waters (coccolithophores and planktic foraminifera) to the deep-sea floor (benthic foraminifera) in DSDP (Deep Sea Drilling Program) Site 612 allowed a number of environmental parameters to be reconstructed, evaluating how they interacted and varied spanning the EOB interval. All the considered microfossil groups record the most significant variations during three particular time intervals permitting three different paleoenvironmental scenarios to be hypothesized at the studied site: 1) during the late Eocene when the primary productivity remains constantly high supporting sustained organic matter fluxes to the sea-floor; 2) during the latest Eocene when the Oxygen minimum zone probably expanded and 3) from the EOB till the earliest Oligocene when increased seasonality and lower productivity occurred.

After analyzing 35 samples, we redefined the biostratigraphy based on calcareous nannofossils and planktic foraminifera, and obtained an age model according to which the studied interval spans ~ 750.000 years. We performed Factor Analysis (FA) on relative abundances of the three

microfossil groups to identify the relationships between samples that permit

to arrange them into statistically coherent groups and observe which taxa dominate in each Factor. To extrapolate the environmental/climatic parameter of the main factors, we rely on the paleoecological meanings of the three studied groups, together with geochemical (isotopes) and biotic indices. Studies on modern and past planktic and benthic foraminifera enable the establishing of paleoenvironmental tolerances of most of the analyzed species along the EOT (Wade et al., 2007; van Morkhoven et al., 1986). We performed monospecific stable isotopes analysis of C and O in order to integrate them with the multiproxy data and also to disentangle the isotopic signal on different depths of the water column.

Factor Analysis results show that benthic foraminifera Factor 1 (F1<sub>bf</sub>, Figure 1) probably represents the quantity of organic matter (OM) reaching the sea-floor, since the benthic taxa with significant loadings are deep-infaunal foraminifera that need high sustained organic matter fluxes to develop and proliferate within the substratum (van Morkhoven et al., 1986). Moreover, both planktic foraminifera Factor 2, characterized by taxa with affinity to surface high productivity (Pearson and Wade, 2009), and calcareous nannoplankton Factor 2, correlated to small reticulofenestra, related to OM production, are correlated to F1<sub>bf</sub>. This is supporting the idea that all the stated micropaleontological proxies are reflecting the signal of “high productivity in the surface vs. high quantity of organic matter reaching the sea-floor”.

The second ecological factor that controlled benthic foraminiferal assemblages along the studied record was probably the degree of oxygenation at the sea-floor. The benthic foraminifera Factor 2 loading taxa are tolerant to hypoxic conditions and its curve shows a marked increase event that predates the EOB. We interpreted this poor oxygenation event as due to a sharp deepening of the oxygen minimum zone (OMZ) lower boundary that probably cut off the sea bottom. This

is corroborated by planktic foraminifera data; within the planktic assemblage a positive abundance shift of chiloguembelinids (biserial taxa which usually proliferate in the OMZ; Boersma et al., 1987) is recorded in the same interval together with a marked increase of the superficial/deep species ratio (S/D index) indicating increased stressing conditions also within the water column

(Levin et al. 2003). This implies that just before the EOB, the OMZ presumably expanded, not only towards the sea bottom but also upwards, shoaling its upper boundary and affecting planktic communities.

#### Bibliographic references

Boersma, A. and Premoli-Silva, I., 1989. Atlantic Paleogene biserial heterohelicids and oxygen minimum. *Paleoceanography*, 4: 271-286.

Jorissen, F.J., Fontanier, C., Thomas, E. 2007. Paleooceanographical proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblages characteristics. In: Marcel, C.H., de Vernal, A. (Eds.), *Proxies in Late Cenozoic Paleooceanography. Developments in Marine Geology*, volume 1. Elsevier, pp. 263–326.

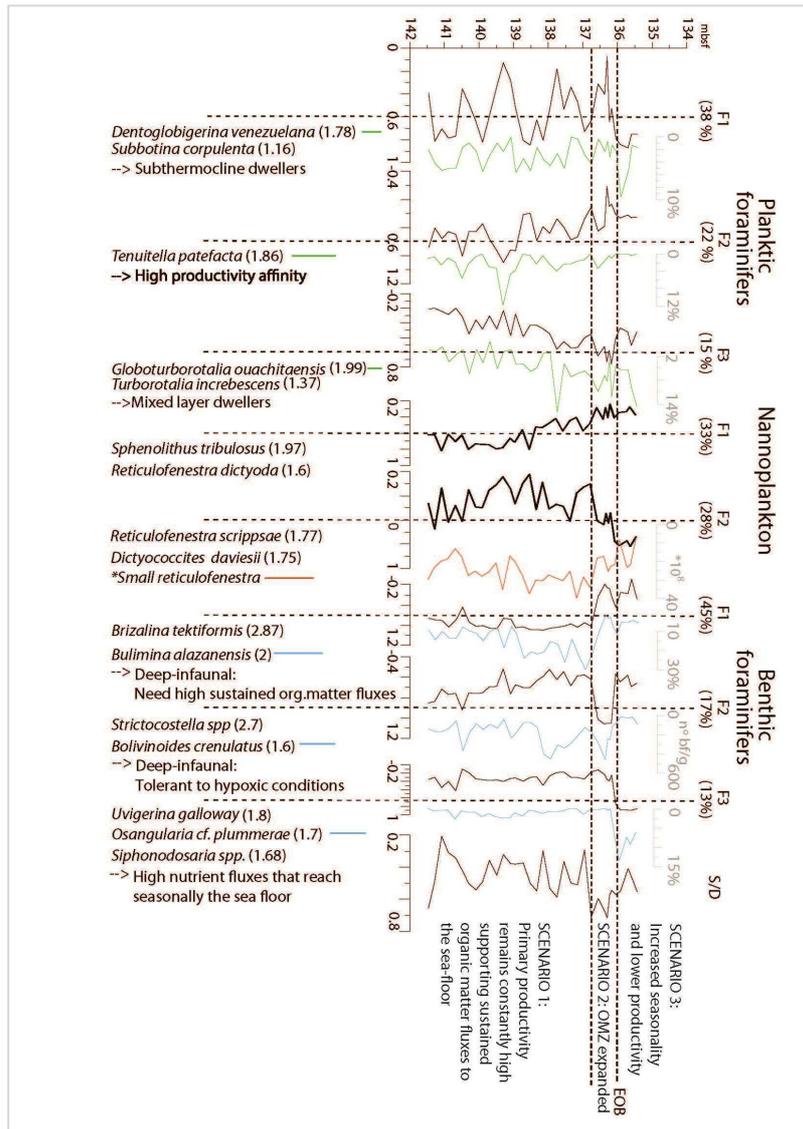
Levin, L.A. 2003. Oxygen minimum zone benthos: Adaptation and community response to hypoxia. *Oceanography and Marine Biology*, Vol 41. 41:1-45.

Pearson, P. N., Wade, B.S., 2009, Taxonomy and stable isotope paleoecology of well-preserved planktonic foraminifera from the uppermost Oligocene of Trinidad: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 39, p. 191-217.

van Morkhoven F.P., Berggren W.A. & Edwards A.S. 1986. Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. *Bull. Centr. Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine (Pau, France)*, Mem., 11, 421 pp.

Wade, B. S., Berggren, W. A. y Olsson, R. K., 2007. The

biostratigraphy and paleobiology of Oligocene planktonic foraminifera from the equatorial Pacific Ocean (ODP Site 1218). *Marine Micropaleontology*, 62: 167–179.



Relation between factor curves, loading species, ecological indices (S/D) and other environmental indicators, and summary of the 4 scenarios.

## LOS MICROCARBONES COMO INDICADORES DE INCENDIOS DEL PASADO

María Leunda Esnaola

Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global.

Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC). Avenida Montañana 1005, 50059 - Zaragoza [mleunda@ipe.csic.es](mailto:mleunda@ipe.csic.es)

Los ecosistemas mediterráneos alpinos han ido cambiando a lo largo del tiempo ya que son ambientes extremadamente sensibles ante las variaciones del clima. Uno de los factores principales que determina el paisaje es la relación entre el fuego y la vegetación, por ello, comprender estas relaciones ayudará a entender las transformaciones y la evolución que han sufrido las montañas.

Las partículas de microcarbón (de tamaños entre 10-100 $\mu$ m) aportan valiosa información ambiental sobre los incendios ocurridos en el pasado, ya que resultan de la combustión incompleta de tejido vegetal que quedan acumuladas tras un incendio (Patterson et al., 1987) y mediante su cuantificación se puede estimar la importancia que tuvo el fuego en diferentes momentos del pasado. Según el tamaño y el número de las partículas se puede estimar también su frecuencia e intensidad. En este trabajo se ha realizado el análisis y recuento de microcarbones de las secuencias lacustres pirenaicas de Marboré (2612 m a.s.l.; 42°41'N, 0° 02'E) y La Basa de la Mora (1914 m a.s.l.; 42°32'N, 0°19'E). Para ello, se ha aplicado una metodología pionera en sedimentos lacustres (Daniau et al., 2009) en la cual se realiza el recuento de los microcarbones mediante análisis de imagen.

Con los resultados obtenidos se podrá trabajar en la dinámica del fuego durante los últimos 14,500 años en el Pirineo Central. Además se podrán establecer relaciones fuego-vegetación a partir de los datos palinológicos ya existentes para ambas secuencias.

Referencias Bibliográficas

Daniau A.L., Sanchez-Goni M.F., Duprat J. (2009) Last glacial fire regime variability in western France inferred from microcharcoal preserved in core MD04-2845, Bay of Biscay, *Quaternary Research*, 71, 385-396.

Patterson, W.A., Edwards, K.J., and Maguire, D.J. (1987). Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire. *Quaternary Science Reviews* 6, 3–23.



## VARIACIÓN TEMPORAL DE LA CONECTIVIDAD HIDRÁULICA DEBIDO A LOS CAMBIOS EN EL USO DEL SUELO EN UN AGROECOSISTEMA MEDITERRÁNEO DE MONTAÑA

Iván Lizaga Villuendas  
ilizaga@eead.csic.es

### ***Introducción***

La deforestación agrícola y los cambios en el uso del suelo han sido considerados como un problema medioambiental a nivel local, pero en las últimas décadas se ha convertido en un gran problema a nivel global (Foley et al., 2005). Esto es debido a la directa relación entre la pérdida de cubierta forestal, el aumento de la erosión, y la pérdida de nutrientes en la parte superior del sustrato, provocando su degradación y con ello la disminución de la productividad, amenazando la sostenibilidad agrícola.

Las zonas de altas pendientes de la región Mediterránea han sufrido una progresiva transformación debido a la agricultura de abancalamiento en los últimos siglos, provocando un gran impacto en el suelo y sus propiedades así como del comportamiento hidráulico y la vegetación del paisaje natural (Romanyà and Rovira, 2011).

Entorno a los años 50, la comercialización de la agricultura en los agroecosistemas Mediterráneos de montaña debido al desarrollo tecnológico y a la influencia de la política de agricultura común (CAP) desarrollada por la unión europea, favoreció la migración de la población hacia tierras más fértiles y de menor complejidad topográfica produciendo el abandono de las áreas rurales. Añadido a esto, durante los años 70 y 80 se produjo una gran reforestación, la cual causó un enorme impacto en la reducción de la escorrentía superficial (Buendía et al., 2016).

En este trabajo se pretende realizar una aproximación al efecto de los cambios en el uso del suelo y el abandono y posterior reforestación de las últimas 5 décadas (1957 – 2010) sobre la conectividad de una cuenca mediterránea de media montaña.

### ***Área de estudio***

En este estudio se ha seleccionado una cuenca de tamaño medio (23 km<sup>2</sup>) representativa de los agroecosistemas montañosos mediterráneos situada en la parte central de la cuenca del río Ebro al noreste de España. La localidad de Barués se sitúa en la parte central de la cuenca.

El clima es continental Mediterráneo, caracterizado por inviernos fríos y veranos calurosos y secos. La temperatura media anual es 13.4 °C y la precipitación media anual ronda los 500 mm. La mayoría de los suelos del área de estudio se clasifican como Calcisoles o Cambisoles (FAO, 2014) caracterizándose por un pH básico y una acumulación secundaria de carbonatos desarrollados sobre depósitos aluviales cuaternarios. Desde el punto de vista geológico nos encontramos sobre los materiales de la formación Uncastillo con un buzamiento de entre (5° y 8° que condiciona la morfología y la dirección de los barrancos.

### ***Creación y mejora del MDE***

Los estudios geomorfológicos relacionados con el efecto de las pendientes (Gutiérrez and Lizaga, 2016) así como la mayoría de los índices de conectividad (Borselli et al., 2008; Cavalli et al., 2013) están basados en modelos digitales de elevaciones (MDE). En este trabajo se ha llevado a cabo la realización de un MDE de alta resolución 1x1m de la cuenca creado a partir de los puntos LIDAR sin filtrar del instituto geográfico nacional (IGN) y filtrados mediante un algoritmo de clasificación de curvatura multiescala desarrollado por Evans and Hudak (2007) para implementar el índice de conectividad.

### ***Índice de conectividad***

La conectividad fue estimada mediante un modelo numérico para simular como cambia este parámetro en los diferentes usos del suelo, estos fueron añadidos al modelo mediante su cartografía previa, extraídos mediante una clasificación supervisada de la fotografía aérea del vuelo americano para el mapa de 1957 y digitalizado y comprobado en campo sobre la ortofoto del plan PNOA 2010 en el caso del mapa actual.

Las diferencias entre ambos índices de conectividad en 1957 y 2010 son visibles en la Figura 1 la cual muestra un área seleccionada de la cuenca de 1.5 km<sup>2</sup>. Se observa una disminución generalizada de la conectividad, y dentro de este descenso, la brusca reducción producida por los bosques de reforestación. En esta figura se puede observar el gran cambio que se ha producido en las cubiertas vegetales, debido a la reforestación, al abandono de los campos de cultivo y en algunas áreas del sobrepastoreo.

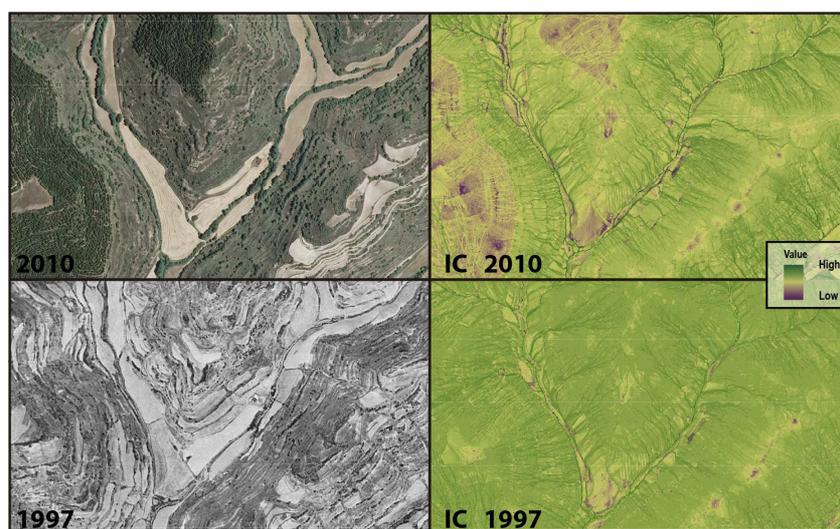


Figure 1. Comparativa de las variaciones producidas desde los años 1957–2010 y como han condicionado la variación de la conectividad debido a los cambios en los usos del suelo. Observar la variación producida por la reforestación, en la parte centro-superior y el lateral izquierdo 2010.

### **Conclusiones**

Los cambios en los usos del suelo y la cobertura vegetal producidos por el hombre han incrementado de manera notable la conectividad y la escorrentía superficial en la cuenca de Barué. Estos cambios han sido producidos en su mayoría debido al laboreo de la tierra y procesos geomorfológicos favorecidos por la ausencia de vegetación como pequeños deslizamientos, creación de gullys y una severa erosión del suelo. El abancalamiento en esta zona, fue favorecido por la presencia

del bajo buzamiento de los estratos, lo cual creaba un aterrazamiento natural previo, fácilmente cultivable con los medios rudimentarios.

Sin embargo, desde los años 70, la revegetación tanto natural como antrópica, así como el abandono de los cultivos han sido muy eficientes con respecto a la reducción de la conectividad y el flujo superficial.

### ***Bibliografía***

- Borselli, L., Cassi, P., Torri, D., 2008. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. *CATENA* 75, 268–277.
- Buendía, C., Batalla, R.J., Sabater, S., Palau, A., Marcé, R., 2016. Runoff Trends Driven by Climate and Afforestation in a Pyrenean Basin. *Land Degrad. Dev.* 27, 823–838.
- Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., Marchi, L., 2013. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology, Sediment sources, source-to-sink fluxes and sedimentary budgets* 188, 31–41.
- Evans, J.S., Hudak, A.T., 2007. A multiscale curvature algorithm for classifying discrete return LiDAR in forested environments. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 45, 1029–1038.
- Foley, J.A., DeFries, R., Asner, G.P., Barford, C., Bonan, G., Carpenter, S.R., Chapin, F.S., Coe, M.T., Daily, G.C., Gibbs, H.K., Helkowski, J.H., Holloway, T., Howard, E.A., Kucharik, C.J., Monfreda, C., Patz, J.A., Prentice, I.C., Ramankutty, N., Snyder, P.K., 2005. Global Consequences of Land Use. *Science* 309, 570–574.
- Gutiérrez, F., Lizaga, I., 2016. Sinkholes, collapse structures and large landslides in an active salt dome submerged by a reservoir: The unique case of the Ambal ridge in the Karun River, Zagros Mountains, Iran. *Geomorphology* 254, 88–103.
- Quijano, L., Gaspar, L., Navas, A., 2016. Spatial patterns of SOC, SON, <sup>137</sup>Cs and soil properties as affected by redistribution processes in a Mediterranean cultivated field (Central Ebro Basin). *Soil Tillage Res.* 155, 318–328.
- Romanyà, J., Rovira, P., 2011. An appraisal of soil organic C content in Mediterranean agricultural soils. *Soil Use Manag.* 27, 321–332.

## FÁBRICAS MAGNÉTICAS (ASM) Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL EN EL CABALGAMIENTO DE GAVARNIE, ZONA AXIAL, PIRINEOS.

Nombre: Marcos Marcén Albero

Dirección: mma@unizar.es

### **Introducción**

La Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) ha sido utilizada frecuentemente como indicador de la petrofábrica, y por tanto relacionable al elipsoide de deformación. Pese a que su aplicación al estudio de zonas de falla apenas ha sido desarrollada, diversos autores relacionan el eje largo del elipsoide magnético con la dirección de transporte tectónico de la falla (Ej. Levi y Weinberger, 2004; Solum y Van der Pluijm, 2009).

El Cabalgamiento de Gavarnie (CG) es un ejemplo natural excelente para confrontar la correlación de la dirección de transporte tectónico y la orientación del elipsoide de susceptibilidad magnética, principalmente por la claridad de los indicadores cinemáticos observados en la zona de falla y por la homogeneidad y competencia de las rocas de falla.

### **Metodología**

El trabajo realizado consta fundamentalmente de dos bloques: i) análisis estructural y ii) análisis de Fábricas Magnéticas, ambos realizados en el afloramiento del cabalgamiento de Gavarnie del Valle de Barrosa, en el Camino de las Pardas (N 42.722066; E 0.147574). La toma de datos y muestras se hizo en 4 perfiles: uno principal paralelo al propio plano del cabalgamiento y los otros tres en dirección perpendicular (vertical) al cabalgamiento, siendo sólo uno el que alcanza el bloque superior. Además, se tomaron varias muestras en el bloque inferior del cabalgamiento, a escasos metros de la superficie principal.

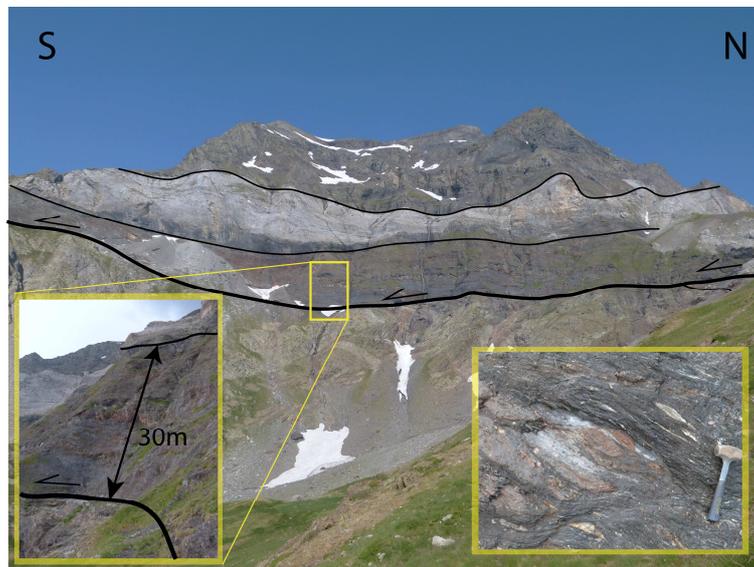
En cuanto a la toma de muestras para ASM, se perforaron 3 estaciones in situ con una perforadora de baterías, mientras que para el resto de estaciones se tomaron bloques orientados de mano para ser perforados en el laboratorio o cortados en cubos orientados con una sierra eléctrica. Hasta el momento se han realizado mediciones de la anisotropía de la

susceptibilidad magnética (ASM) a temperatura ambiente en 17 de las estaciones muestreadas y 3 curvas de temperatura *vs.* susceptibilidad magnética con el objetivo de determinar las diferentes fases magnéticas portadoras de la susceptibilidad de la roca. Las medidas de susceptibilidad magnética se han realizado mediante un susceptómetro KLY-3S Kappabridge (Agico) y las curvas se han realizado con un horno CS3 acoplado al KLY-3S.

### Contexto Geológico

La Zona Axial de los Pirineos se estructura durante la Orogenia Alpina en una serie de cabalgamientos apilados (Gavarnie, Millares, Bielsa y Guarga, en la zona de estudio) de vergencia Sur definiendo una geometría antiformal.

El CG, en la zona de estudio, superpone materiales del Silúrico, en facies de pizarras ampelíticas, que constituyen el *décollement* principal, y del Devónico, en su mayor parte carbonatos marmorizados y pizarras, a la unidad de Bielsa, formada por el granitoide de Bielsa y materiales cámbrico-ordovícicos, triásicos y cretácicos en menor medida.



Los materiales paleozoicos cabalgan sobre el Granito de Bielsa, generando una zona de falla de unos 30m de espesor e intensa deformación asociada.

#### **Análisis estructural**

A escala del afloramiento en conjunto, existe una zonación en el grado de deformación, con un mayor desarrollo y menor espaciado de bandas de cizalla y con foliaciones más penetrativas al aproximarse a la superficie de cabalgamiento. A escala métrica, destaca la presencia de foliaciones oblicuas a la dirección principal del cabalgamiento, que se observan también a escala de muestra de mano. Son frecuentes los pliegues en vaina, y aisladamente se observa la presencia de foliaciones plegadas, evidenciando en conjunto condiciones de deformación plástica en la zona de falla.

En los 3 primeros metros (aprox.) de la zona de falla, desde el contacto con el plano del cabalgamiento, la foliación se dispone con una orientación dominante ESE-ONO, de forma muy similar a como se dispone en el bloque inferior del cabalgamiento, si bien existe cierta dispersión llegando a ponerse en algunos casos N-S. Hacia posiciones más alejadas del plano de cabalgamiento, la foliación se hace algo más dispersa, pero manteniendo un máximo ENE-OSO. El buzamiento de las foliaciones es siempre hacia el N o NW, evidenciando la vergencia S del cabalgamiento. Por otra parte, los planos de cizalla (planos C) son subhorizontales, o con ligero buzamiento hacia el N, mientras que los planos C' presentan orientaciones mucho más dispersas.

Pese a la dispersión observada en la foliación, las lineaciones de estiramiento observadas tanto en los planos de foliación como en los de cizalla presentan una orientación muy constante en la zona de falla, con una dirección media de N005E y en un rango de entre N340E y N040E.

#### **Fábricas magnéticas**

El valor de la susceptibilidad se encuentra entre 0 y  $300 \times 10^{-6}$  SI en las muestras correspondientes a la zona de falla, mientras que las areniscas triásicas muestran una susceptibilidad media de  $160 \times 10^{-6}$  SI y los carbonatos cretácicos son cercanos al diamagnetismo y presentan una susceptibilidad media de  $3 \times 10^{-6}$  SI. El grado de anisotropía (Pj) es elevado, con una media de 1.15 en la zona de falla y la geometría de los elipsoides (T) oblata.

A partir de la realización de curvas termomagnéticas se ha determinado que la principal fase magnética de las muestras es la fracción paramagnética, posiblemente filosilicatos. No obstante, no es descartable la presencia de minerales ferromagnéticos, si bien la constancia en la orientación de la lineación magnética hace pensar que su posible existencia no condicione la orientación del elipsoide magnético.

La foliación magnética, definida por el plano que contiene los ejes máximo e intermedio del elipsoide, coincide en 16 de las 17 estaciones analizadas con la disposición de la foliación tectónica o con los planos de cizalla. En aquellas estaciones en donde la foliación tectónica presenta oblicuidad respecto a la dirección principal ESE-ONO, la foliación magnética presenta la misma dispersión.

La lineación magnética (eje máximo del elipsoide) se orienta paralelamente a la lineación de estiramiento tectónico en 12 de las 17 estaciones muestreadas, mientras que en 3 de ellas se coloca en paralelo a la lineación de intersección de las estructuras S-C observadas en las muestras. Éstas últimas se ubican en zonas alejadas (>20m) del plano del cabalgamiento.

### **Interpretación**

Las lineaciones de estiramiento en los planos de foliación y cizalla revelan una dirección de transporte tectónico N190E aproximadamente, un tanto oblicua en relación al acortamiento NNE general observada en los Pirineos. Las foliaciones oblicuas e incluso perpendiculares a la dirección de transporte tectónico se interpretan como la consecuencia de desplazamientos diferenciales dentro de la propia zona de falla (sin implicaciones a escala regional), las cuales podrían asociarse a los pliegues en vaina observados en la zona de falla y a la propia cinemática de una deformación dúctil y heterogénea.

La lineación magnética está orientada paralelamente a la dirección de transporte tectónico (sobre la foliación) en la mayor parte de los casos. Sin embargo, en algunas estaciones alejadas del plano de cabalgamiento la lineación se orienta perpendicular al transporte tectónico, induciendo a pensar que la menor deformación observada en estas muestras, y en general en esta zona, sea la responsable de dicha orientación.

**Referencias Bibliográficas**

Levi, T. y Weinberger, R. (2011). Magnetic fabrics of diamagnetic rocks and the strain field associated with the Dead Sea Fault, northern Israel. *Journal of Structural Geology*, 33, 566-578.

Solum, J.G. y van der Pluijm, B.A. (2006). Quantification of fabrics in clay gouge from the Carboneras fault, Spain and implications for fault behaviour. *Tectonophysics*, 475, 554–562.

**DOCTORADO EN GEOLOGÍA 2015/16  
CICLO DE CONFERENCIAS Y SEMINARIOS**

**GEOQUÍMICA DE AEROSOLES  
ATMOSFÉRICOS: ¿DE DÓNDE A DÓNDE,  
POR QUÉ Y PARA QUÉ?**

**JORGE PEY BETRÁN  
INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA**

**JUEVES 12 DE MAYO DE 2016 a las 12:00h  
SALÓN DE ACTOS DE MATEMÁTICAS**



Departamento de  
Ciencias de la Tierra  
**Universidad Zaragoza**



**Facultad de Ciencias  
Universidad Zaragoza**

## ALTERACIONES DE ORIGEN ANTRÓPICO EN EL MEDIO FLUVIAL. EJEMPLOS EN EL BAJO GÁLLEGO.

Luis Ángel Marqués Calvo

Área de Geodinámica Externa, Departamento de Ciencias de la Tierra-IUCA

Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza

lmarquescalvo@gmail.com

La intervención humana determina la aparición de importantes modificaciones en la estructura y funcionamiento de los sistemas fluviales. La regulación en el Bajo Gállego, que data ya de varios siglos, es un claro ejemplo de la relación entre aprovechamiento de recursos hídricos e impactos en el medio fluvial.

Las peculiaridades del bajo Gállego, desarrollando extensos y potentes mantos aluviales por efecto de la subsidencia por disolución, es un entorno singular con una excelente sensibilidad a los cambios que permite documentar con precisión algunas de estas modificaciones.

Las nuevas tecnologías como los SIG y los sensores LIDAR proporcionan herramientas con una excepcional resolución que permiten analizar con gran detalle algunas de estas modificaciones.

Veremos un ejemplo de cálculo de velocidades variables de incisión lineal a partir de comparaciones de fotografías aéreas de distintos años, análisis detallado de algunas variables como el perfil longitudinal del río o la sinuosidad o cambios significativos en la estructura general del sistema fluvial. (Fig. 1).

### Referencias Bibliográficas

Artieda, O. (1993): Factores geológicos que inciden en el desarrollo de los suelos en un medio semiárido. El caso de Quinto (Zaragoza). Memoria de Licenciatura Fac. Ciencias Univ. Zaragoza. 305 p. Zaragoza (inéd.).

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

Benito, G. (1989): Geomorfología de la cuenca baja del río Gállego. Tesis doctoral Univ. Zaragoza, 764 p. (inéd.)

Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W. (1994): Hidrología aplicada. McGraw-Hill, 584 p., Bogotá.

Downs, P.W. (1992): Spatial variations in river channel adjustments: implications for channel management in south-east England. Unpublished PhD thesis, 340 p., University of Southampton.

Elliott, C.M. (Ed., 1983): River meandering: Proceedings of Rivers '83 Conference, New Orleans, American Society of Civil Engineers.

Quirantes, J. (1978): Estudio sedimentológico del Terciario continental de los Monegros. Inst. Fernando el Católico, 200 p. Zaragoza.

Rosgen, D.L. (1994): A classification of natural rivers. *Catena*, 22(3), 169-199.

Sánchez Navarro, J.A. (Dir., 2004): Aplicación de la clasificación de Rosgen al río Gállego. Confederación Hidrográfica del Ebro (inédito).

Schumm, S.A. (1977): The fluvial system. Wiley, 338 p. New York.

Selby, M.J. (1985): Earth's changing surface: an introduction to Geomorphology. Oxford University Press, 607 p., New York.

Zuidam, R. van (1976): Geological development of the Zaragoza region, Spain. *Int. Inst. of Aerial Survey and Earth Sciences (ITC)*, 211 p. Enschede.

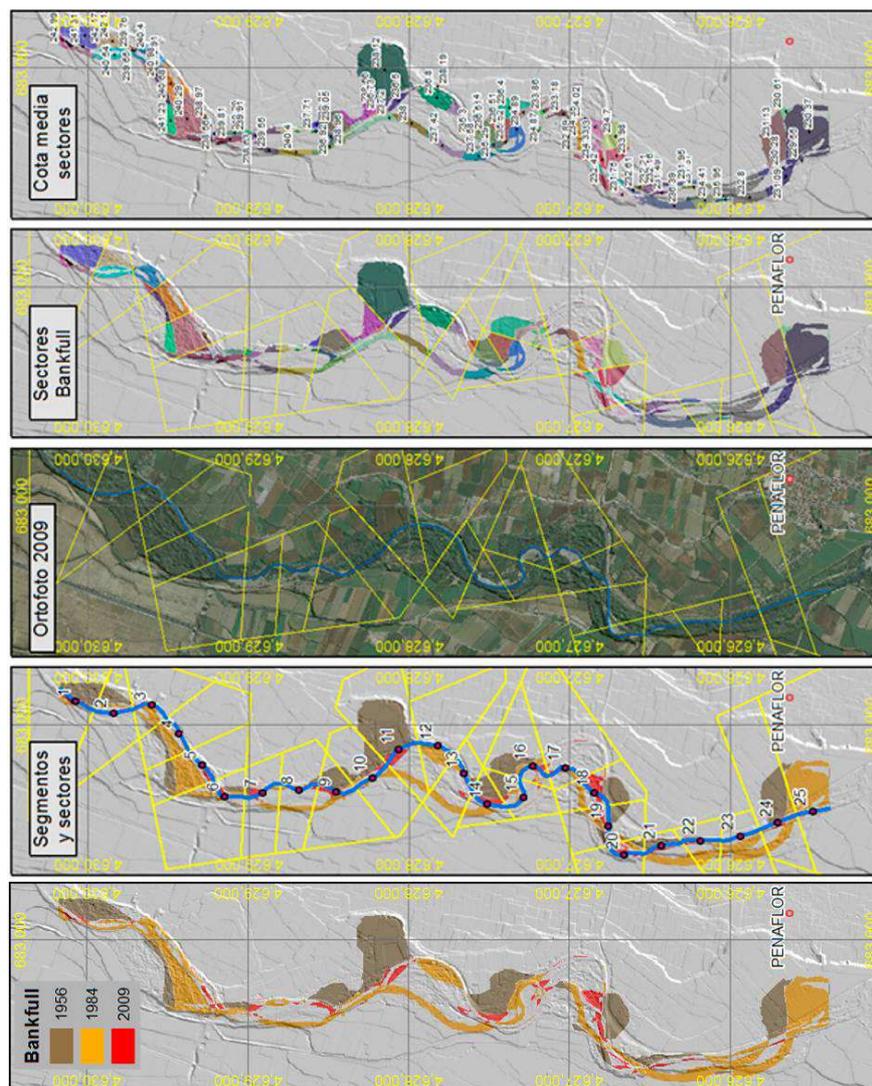


Fig. 1. Evolución reciente de las cotas de bankfull en el río Gállego, aguas arriba de Peñaflor, que demuestran la existencia de procesos de incisión en el cauce del río.



## SIGNIFICADO AMBIENTAL DE LAS VARIACIONES MORFOLÓGICAS DE LOS ESTROMATOLITOS DEL MIOCENO DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE (CUENCA DEL EBRO)

Leticia Martín Bello

Área de Estratigrafía. Departamento de Ciencias de la Tierra

Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza

lmartinb@unizar.es

La zona de estudio se encuentra en la Sierra de Alcubierre, localizada al NE de la ciudad de Zaragoza, como parte del sector central de la Cuenca del Ebro. El registro sedimentario cenozoico de la Cuenca del Ebro incluye depósitos continentales y marinos distribuidos en ocho unidades tectosedimentarias (UTS) (Pardo et al., 2004). Desde el punto de vista estratigráfico, los trabajos previos diferencian en la zona estudiada las unidades tectosedimentarias (UTS) T5, T6 y T7 (Mioceno inferior y medio) (Arenas, 1993; Arenas y Pardo, 1999).

La tesis doctoral se centra en el análisis de los depósitos estromatolíticos lacustres de dichas unidades. Dentro de los objetivos de la tesis se encuentra el análisis de las variaciones texturales de la laminación y el estudio de los tipos morfológicos de estromatolitos y sus relaciones con otras facies lacustres.

La metodología para abordar estos aspectos ha consistido en el levantamiento de columnas estratigráficas de detalle (a escala 1:10), el análisis de la geometría de los cuerpos sedimentarios estromatolíticos y la toma de muestras de estromatolitos y facies asociadas para obtener secciones pulidas y láminas delgadas sobre las que se ha realizado el estudio de la laminación, composición mineralógica y rasgos texturales.

En relación con la estructura de los cuerpos estromatolíticos (Ls), las secciones pulidas muestran una laminación de espesor milimétrico, con láminas de base y techo plano de distintas tonalidades. En lámina delgada, las láminas, en general lisas, se distinguen por sus diferencias en

la porosidad. Las láminas porosas presentan tonalidades más claras y espesores de entre 35  $\mu\text{m}$  y 1,99 mm. Las láminas densas, de tonalidad más oscura y espesores de entre 45  $\mu\text{m}$  y 2,57 mm, están generalmente a su vez compuestas por láminas diferenciables por variaciones de tonalidad y/o pequeños cambios de porosidad a menor escala, incluyendo láminas porosas de 38 a 253  $\mu\text{m}$  y láminas densas de 22 a 242  $\mu\text{m}$ .

En función de la morfología externa de los estromatolitos se diferencian: 1) cuerpos planares de pocos milímetros a 10 cm de espesor y de continuidad lateral variable, con láminas semi-horizontales (Ls.1a), onduladas (Ls.1b) y mameliformes (Ls.1c); 2) biohermos (Ls.2) y 3) biostromos (Ls.3). Estos tipos morfológicos coinciden con los diferenciados por Arenas (1993).

Las facies asociadas con los estromatolitos son principalmente calizas laminadas (con estratificación lenticular o *wavy*, Ll.1, cruzada *bummocky*, Ll.2, y laminación paralela, Ll.3). En las secuencias de facies relacionadas con los estromatolitos también aparecen calizas bioclásticas masivas (Lm), calizas masivas bioturbadas (Lb), margas (M) y yesos (Gn).

Los estromatolitos se asocian a estas facies en secuencias tanto profundizantes como somerizantes, que junto a la estructura y rasgos texturales de los estromatolitos, permiten establecer el significado ambiental de los mismos:

#### Profundizantes

Lb  $\rightarrow$  /Ls.1b, Ls.1c  $\leftrightarrow$  Ll.1  $\rightarrow$  Ls.2  $\rightarrow$  Ll.2  $\rightarrow$  Ll.3  $\rightarrow$  M

M, Sm, Sr, Ll.3  $\rightarrow$  /Ll.1  $\rightarrow$  Ls.1b, Ls.1c  $\rightarrow$  Ls.3  $\rightarrow$  Ll.2  $\rightarrow$  Ll.3  $\rightarrow$  M

La presencia de Ls.1 sobre Lb representa la primera colonización microbiana tras un periodo de exposición subaérea.

Ls.1 y Ls.3 también se relacionan con Ll.2, lo cual sugiere cambios en la energía del medio, con periodos de oleaje de tormentas y periodos de poca agitación.

Somerizantes

M→Ll.1, Ll.3 (Gn)↔Ls.1a, Ls.1b, Ls.1c, Ls. 2 →(Ls.3)→Lm→Lb

M→Ll.1→Ls.1→Ll.2→Ls.1, Ls.2 →Ll.3→Lm→Lb

Los tres tipos principales de estromatolitos pueden aparecer asociados a Ll.1 y Ll.3 correspondientes a zonas someras, y en ocasiones relacionados con Gn, en cuyo caso indican condiciones de evaporación intensa.

Ls.1 y Ls.2 aparecen relacionados con las superficies erosivas de Ll.2, en relación con el cese o aminoración de la actividad de oleaje de tormentas.

En resumen, los estromatolitos se desarrollan en zonas lacustres someras: Ls.1 preferentemente en zonas marginales con un nivel de agua bajo, mientras que Ls.2 y Ls.3 requieren más profundidad. En todos los casos representan situaciones de menor agitación y escaso aporte terrígeno respecto a las facies Ll.1, Ll.2 y Ll.3.

## Referencias Bibliográficas

Arenas, C. (1993): *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Unpublished PhD Thesis, Univ. Zaragoza. 858 p.

Arenas, C. y Pardo, G. (1999): Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 127-148.

Pardo (coord.), Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez Urbez, M., Villena, J. (2004): La cuenca del Ebro. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 533-543.



## UNA APROXIMACIÓN AL TIEMPO DE FLOTACIÓN EN EL MAR DE LOS FRUTOS FÓSILES DE NYPA: FORMACIÓN ARGUIS, ARGUIS (HUESCA)

Rafael Moreno-Domínguez

Área de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra

Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza

noctubre7@gmail.com

Recientemente, se han descubierto varios restos fósiles de la palmera del género *Nypa* Steck que hasta el momento solo se conocían en la Depresión Central Catalana. Estos restos se encontraron en el yacimiento de Casa Migalón situado cerca de la localidad de Arguis (Huesca), en el Prepirineo oscense. Este conjunto de restos está formado por cinco endocarpos y cuatro frutos de la citada palmera. Estudiando las numerosas perforaciones de Terínidos que se encuentran colonizando la superficie de los mismos, se ha podido inferir aproximadamente el tiempo que pudieron estar flotando en el mar, antes de quedar enterrados en el sedimento.

Observando la morfología de las perforaciones que se encuentran en los endocarpos, se ve que corresponden con individuos jóvenes, mientras que las que se encuentran sobre los frutos representan varios estadios de crecimiento: desde individuos jóvenes a adultos. El tiempo de flotación se ha estimado midiendo las longitudes de las perforaciones realizadas por los Terínidos y usando tasas medias de crecimiento obtenidas de organismos actuales: 0,59 mm/día para moluscos Terínidos (Thiel and Gutow 2005). Los resultados de medir y aplicar las tasas de crecimiento correspondientes revelan que los endocarpos tuvieron un tiempo de flotación mucho más corto que el de los frutos. El hundimiento de los endocarpos hacia el fondo del mar comienza después de que el mesocarpo se haya desprendido del endocarpo. De acuerdo a estas mediciones, el tiempo de flotación de los endocarpos después de la

desaparición del mesocarpo, habría durado entre 20 y 30 días (longitudes medidas entre 13-18 mm). Por el contrario, en los frutos este tiempo de flotación debió de ser, al menos, de tres meses (longitudes de 28 a 51 mm, duración de 47 a 87 días). No obstante, estos periodos de flotación pudieron ser mucho mayores en algunos casos, puesto que únicamente se ha podido medir la parte conservada de las mismas. Nakanishi (1987) calcula un tiempo de flotación de tres meses para los frutos de nipa actuales que llegan a las costas japonesas, valor muy similar al calculado para los restos fósiles estudiados.

#### Referencias Bibliográficas

Nakanishi, H. 1987. Stranded tropical seeds and fruits on the coast of the Japanese mainland. *Micronesica*, 20 (1-2), 201-213.

Thiel, M., Gutow, L. 2005. The ecology of rafting in the marine environment. II. The rafting organisms and community. *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review*, 43, 279-418.

TITULO: RECONSTRUCCION OF TAGUELFT INVERTED BASIN GEOMETRY USING PALEOMAGNETIC DATA

Nombre: Moussaid Bennacer  
 Dirección: bnmous@hotmail.fr

Paleomagnetic data of 43 sampled sites were used in order to determine the tectonic evolution an inverted terrigenous basin of the northern boundary of Higha atlasic belt. This bet is an intratcontinental orogen wich resulted from the inversion during Cenozoic of a triasic rift (Mattaueer et al., 1977). Sampling interested all series of Jurassic sediments and covered the whole basin area (Fig.1). Taguelft basin is one of well preserved Jurassic-Cretaceous extensional basins in the High Atlasic belt with red beds filling, and provides the opportunity of comparing data from rocks with different magnetic mineralogy.

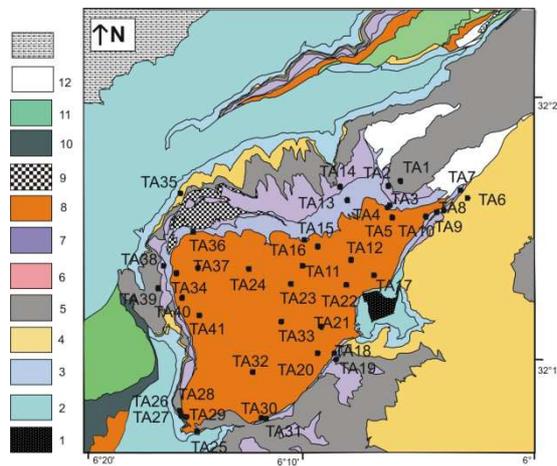


Figure1: sampled site and series of Taguleft basin; 1, Trias and gabbrois rocks.2, Liasic limestones, 3Toarcian, 4, aalenian,5 .Bajocian ,6,7 Bathonian inf. 8 bathonian red beds, 9 doleritic sills, 10,11 : upper Jurassic and cretaceous, 12, 13 cenozoic deposits.

From NRM results Both marly-limestones and red beds display a stable remagnetization component. This component represent a widespread remagnetization event occurred in the atlastic belt. The magnetization in marly limestones was destroyed by temperature around 450 to 475°C, this component is carried by magnetite in this kind of lithology. However, red bed magnetization is carried by High temperatures mineralogy (Hematite) and demagnetized around 670 to 680°C (Fig.2)

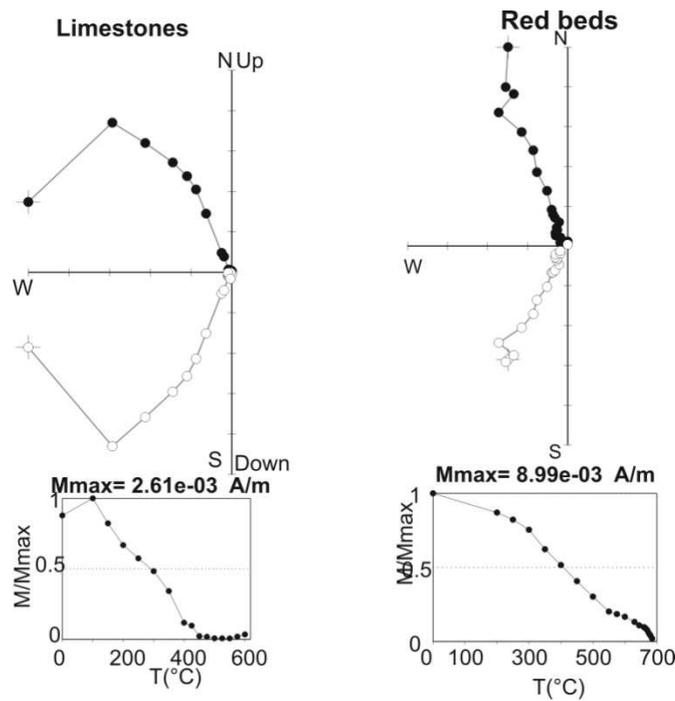


Figure 2. Zijderveld diagrams of representative samples

Mean directions calculated using Fisher's statistics (Fisher, 1953) almost directions display dispersion before and after bedding correction,

that indicates a syntectonic acquisition of remagnetization in both lithologies. Small circle calculation (SCI) (Waldhör and Appel, 2006) of mean direction was performed for each set of paleomagnetic data (limestones and red beds) individually in order to compare the mean direction in both lithologies. The two obtained directions are coeval and attest that the acquisition of remagnetizations in both lithologies is synchronous. The remagnetization event occurred at Cretaceous times (100 M.a.), and is synfolding in almost all sites.

The mean paleomagnetic direction age and all optimum directions obtained by SCI for each site were used in the calculation of bedding attitude at the moment of remagnetization as developed by (Villalaín et al., 2015). This method gives a quantification of pre-remagnetization (100Ma) dips and post-remagnetization dips (tilting or folding linked to inversion of basin). Result of paleodips reveals that this area was structured and folded as syncline before 100Ma. Similar result was obtained at the central area of High Atlas (Imilchil area) (Torres-Lopez et al.2016). Pre-inversion folding was evocated in this area (Laville, 1985) and linked recently to diapiric activity during basinal stage (Saura et al., 2014). In the area of our study, the Taguelft mini-basin exhibits a northern limb limited by a main kilometric fault ( Aghbala-Afourer fault) without evidence of halokinesis or magmatic emplacement. This northern part of basin was tilted 30° southward before 100Ma. This attests the control of Aghbala-Afourer normal fault in the development of the Taguleft northern area as a syncline basin flank. The western part of this syncline was expressed as N-S ridges with 30° eastward tilting of the Dogger limestones and Bathonian red bed series, and behaved as barrier separating Taguelft and Ouaouizaght area, and the southern limb occupied in it's central part by Taghia diapir was tilted 20° northward and then formed the southern limb of a syncline mini-basin. comparing this paleodips with those of central area of High Atlasic belt (more than 70° before 100Ma), we interpreted that synclines geometry of the northern boundary of this orogen is inherited from extensional stage without important control of gabbroic emplacement and Halokinesis activity.

## Bibliographic references

Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. Proc. R. Soc. Lond. Ser. A, 217, 295–305.

Laville, E., 1985. Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin Jurassique du Haut Atlas (Maroc): modèle en relais multiples de décrochements. Thèse Doct. Etat, Univ.Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, 166p.

Mattauer, M., Tapponier, P. and Proust, F., 1977. Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales: l'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. Bull. Soc. Geol. France, 19, 521–526

Saura, E., Verges, J., Martín-Martín, J.D., Messenger, G., Moragas, M., Razin, P., Grelaud, C., Joussiaume, R., Malaval, M., Homke, S. and Hunt, D.W., 2014. Syn- to post-rift diapirism and minibasins of the Central High Atlas (Morocco): the changing face of a mountain belt. J. Geol. Soc. London,

Torres-Lopez S. Casas A, Villalain J.J, El Ouardi H., Moussaid B., 2016. Pre-Cenomanian vs. Cenozoic folding in the High Atlas revealed by palaeomagnetic data. Terra Nova doi: 10.1111/ter.12197.

J.J. Villalaín, A.M. Casas-Sainz & R. Soto, 2015. Reconstruction of inverted sedimentary basins from syn-tectonic remagnetizations. A methodological proposal. In: Pueyo, E. L., Cifelli, F., Sussman, A. J. & Oliva-Urcia, B. (eds) Palaeomagnetism in Fold and Thrust Belts: New Perspectives. Geological Society, London, Special Publications, 425. <http://doi.org/10.1144/SP425.10>

Waldhor, M. and Appel, E., 2006. Intersections of remanence small circles: new tools to improve data processing and interpretation in palaeomagnetism. Geophys. J. Int., 166, 33–45.

bnmous@hotmail.fr

## ZONAS FERRUGINOSAS EN EL ESMALTE DE SORICINOS (MAMMALIA) DEL PLEISTOCENO INFERIOR DE ESPAÑA

Raquel Moya-Costa

Aragosaurus-IUCA, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, c. Pedro Cerbuna 12, 50009, Zaragoza, España  
raquelmc@unizar.es

Soricinae es una subfamilia de musarañas (Eulipotyphla, Mammalia) que viven en hábitats húmedos y tienen un metabolismo acelerado. Una de sus características principales es que la parte externa de las cúspides de sus dientes es de color rojo. Este color se debe, según estudios previos (Dötsch y Koenigswald, 1978) a la presencia de hierro (Fe) en el esmalte dental, que tiene una estructura compleja.

El esmalte dental de los mamíferos está formado por prismas de apatito que se agrupan formando haces cuya organización tridimensional cambia desde el interior del diente hasta el exterior. Es diferente en las distintas partes del diente y en los distintos elementos dentales. Koenigswald, (1997) define dos partes del esmalte según el cambio en el ordenamiento de los haces de apatito: capas, cuando los límites están bien definidos y zonas, si los límites son difusos o el cambio es gradual.

Los objetivos de este trabajo son determinar la estructura del esmalte de dos soricinos fósiles, describir la distribución del Fe en el esmalte y determinar la fase en la que se encuentra.

El material consiste en dos incisivos inferiores de soricinos de los niveles del Pleistoceno Inferior del yacimiento de Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos). Uno es de *Sorex* sp., en el que se estudia una sección perpendicular al eje largo del diente en la parte roja y otra en la blanca (Fig. 1a) y el otro de *Dolinasorex glyphodon*, donde se estudia una sección de la parte roja (Fig. 1b).

Las muestras se impregnaron en resina, se cortaron con un microtomo por las secciones de estudio y se recubrieron con carbono. De la zona de mayor concentración de Fe de la sección de *D. glyphodon*, se extrajo una lámina de  $5\mu\text{m}\times 6\mu\text{m}\times 60\text{nm}$  mediante FIB, haciendo incidir iones de galio y de electrones sobre la muestra.

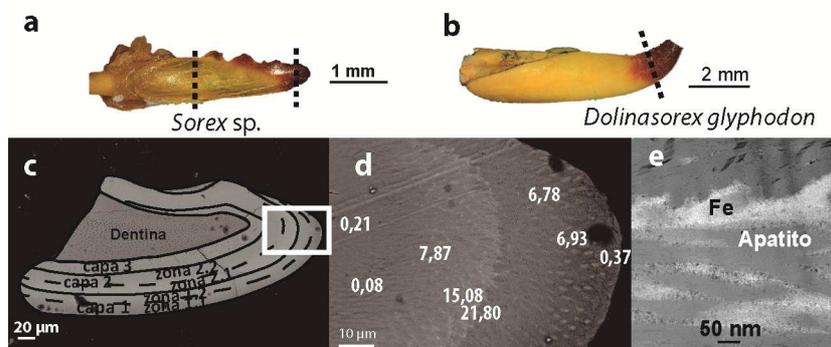


Fig. 1. a) Secciones de estudio de *Sorex sp.* b) Sección de estudio de *D. glyphodon*. c) Esquema sobre la imagen de FESEM de la región roja de *Sorex sp.* d) Detalle y % en peso del Fe respecto a Ca y P en la parte señalada de 1.c. e) Imagen STEM de la lámina extraída de *D. glyphodon*.

En el FESEM se tomaron imágenes de electrones retrodispersados, mapas de rayos X y se hicieron análisis químicos puntuales (EDS) sobre las secciones cortadas. En el TEM se tomaron imágenes en modo TEM, en modo STEM, se hicieron análisis puntuales y difracción de electrones.

En las imágenes de electrones retrodispersados de *Sorex sp.* se distinguen distintas partes en el esmalte por los contrastes que dan como respuesta las distintas composiciones y por la orientación de los haces de apatito en cada una de ellas (Fig.1c y d). Se ha realizado la división en capas y zonas, obteniendo 3 capas de esmalte, caracterizadas, la más externa (capa 1) por tener haces rectos perpendiculares al borde del esmalte, la intermedia (capa 2) porque los haces son curvos y la interna (capa 3) porque son rectos y perpendiculares al borde con poros. Las capas 1 y 2 a su vez pueden dividirse en dos zonas cada una por las tonalidades. Desde la parte externa a la interna se llaman: zona 1.1, 1.2,

2.1 y 2.2. Las que dan tonos más claros son 1.2 y 2.1, las localizadas en la parte intermedia, mientras que las oscuras son las extremas: 1.1 y 2.2.

Al calcular con los análisis EDS el porcentaje en peso del Fe respecto a Ca y P (Fig. 1d), que son componentes principales del apatito, obtenemos que los valores oscilan desde un 0 hasta un 22 % y que los valores máximos se encuentran en las zonas 1.2 (5-10%) y 2.1 (7-22%), las más claras, mientras que en el resto y en la capa 3 el Fe es casi cero. Con el mapa de rayos X se observa la misma situación, las mayores concentraciones están en las mismas zonas y la distribución del Fe es discreta, forma puntos en lugar de una superficie continua.

Al estudiar la sección de esmalte blanco de *Sorex* sp. no se distingue una estructura interna ni se encuentra Fe.

En la parte roja de *D. glyphodon* se distinguen las mismas capas y zonas que en *Sorex* sp., pero los espesores son muy distintos. Se realizaron dos líneas de análisis puntuales y se obtiene la misma distribución del hierro, que además es heterogénea y en este caso los valores más altos alcanzan el 28%. Cuando aumenta el Fe, disminuyen el Ca y el P.

En las imágenes de TEM se distinguen zonaciones en función del ordenamiento de los cristales de apatito, que son prismas hexagonales alargados de unos 50 nm de grosor. Entre ellos hay agregados masivos de nanopartículas ferruginosas, cristales de 1 nm que se distinguen en modo STEM (Fig.1d) con distintas orientaciones.

Dumont *et al.*, (2014) definen tres porciones de esmalte en una sección longitudinal de un incisivo de la especie actual *Blarina brevicauda*, que se pueden correlacionar con las tres capas definidas en este trabajo. Varios trabajos señalan que las mayores concentraciones de Fe están en la porción externa mientras que nuestros datos y la división en zonas muestran que están en una parte interna.

El grosor de las capas y las zonas es diferente en las dos muestras, lo que se puede deber a que sean diferentes por ser especies muy distintas, o porque el corte está realizado a distintas distancias del esmalte no pigmentado, donde desaparecen las capas con estructura compleja y hierro.

Respecto al Fe había dos hipótesis: que reemplazara al calcio en la estructura del apatito o que formase minerales diferentes. La distribución discreta, en forma de cristales y que el P disminuya cuando aumenta Fe, lleva a pensar que formaría minerales distintos, probablemente óxidos o hidróxidos de Fe al no encontrar otros aniones con los que combinarse.

Las conclusiones son que dos especies de soricinos del Pleistoceno Inferior tienen una estructura del esmalte similar entre sí y a especies actuales, que la presencia del hierro está relacionada con cambios en la orientación de los prismas de esmalte, la zona de alta concentración de hierro está bien definida y es interna y que el hierro forma agregados nanocristalinos de óxidos o hidróxidos de Fe que se localizan entre los cristales de apatito.

Agradecimientos: La autora tiene una beca (FPU14/05528) del Ministerio de Educación Cultura y Deporte. Este trabajo ha sido financiado por los proyectos del MINECO CGL2012-38434-C03-01 y CGL2013-46169-C2-1-P. Las imágenes se han tomado en el Servicio de Apoyo a la Investigación de la Universidad de Zaragoza y en el Laboratorio de Microscopías Avanzadas del Instituto de Nanociencia de Aragón. Gracias a los directores de este proyecto: Gloria Cuenca-Bescós, Blanca Bauluz y Juan Rofes y a los grupos de investigación Aragosaurus-IUCA y al IUCA.

#### Referencias Bibliográficas

Dötsch, C. y Koenigswald, WV. (1978) Zur Rotfärbung von Soricidenzähnen. *Zeitschrift für Säugetierkunde*, 43, 65-70.

Dumont, M., Tütken, T., Kostka, A., Duarte, M.J. y Borodin, S. (2014) Structural and functional characterization of enamel pigmentation in shrews. *Journal of Structural Biology*, 186, 38-48.

Koenigswald, W. (1997) Evolutionary trends in the differentiation of mammalian enamel ultrastructure. En: Koenigswald, W., Sander, P.M., eds. *Tooth enamel microstructure*. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield. 203-235.

## APROXIMACIÓN AL ESTUDIO PETROGRÁFICO COMO HERRAMIENTA PARA LA DETERMINACIÓN DE LA PROCEDENCIA DE PIEZAS ARTÍSTICAS

Alicia Muñoz del Pozo

Área de Petrología y Geoquímica. Departamento de Ciencias de la Tierra/  
Departamento de Historia del Arte.  
Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza  
amdpozo@unizar.es

### **Introducción**

El alabastro es un material utilizado en el mundo artístico desde la Antigüedad, ya en época romana encontramos numerosas esculturas realizadas con este material. Tendencia que continuó durante la Edad Media y Edad Moderna, y que actualmente está resurgiendo como elemento decorativo.

La importancia histórica de este material, contrasta con los escasos estudios realizados sobre su procedencia, algunos de los más recientes son los realizados por (Playà et al. 2012; W. Kloppmann et al. 2014), cuyo estudio se centra principalmente en la caracterización de la señal isotópica del (Sr, S, O) para determinar su procedencia. Aunque en el caso de materiales formados en condiciones físico-químicas similares dentro de una misma cuenca, estos valores pueden ser similares. Por ello, nuestro equipo además de utilizar el análisis de la composición química del alabastro, está trabajando en diversos métodos que nos permitan conocer su procedencia.

### **Marco geológico**

La zona de estudio abarca los depósitos evaporíticos que se depositaron en varias cuencas de la Península Ibérica durante el Paleogeno y Neogeno (Ortí et al., 2010), estos depósitos se localizan principalmente, en las Cuencas del Valle del Ebro, Calatayud, Tremp, Tajo, Duero, la depresión costera valenciana.

El caso concreto que vamos a tratar, corresponde a las variedades de alabastro que se extraen en la localidad de Fuentes de Jiloca (Zaragoza), depositada en la Cuenca de Calatayud durante el Terciario.

### Metodología

La metodología seguida en el presente trabajo, se divide en dos partes, el estudio de las piezas artísticas y el estudio de las canteras.

En el caso de las *piezas artísticas*, se realiza una descripción de *visú* del material, y se toman pequeñas muestras, para su posterior estudio en lámina delgada. Para el estudio de las *canteras*, se toman muestras, tanto de canteras activas como de canteras históricas, cuya ubicación ha sido facilitada por el equipo de Historiadores del Arte del proyecto. Y posteriormente localizadas en el terreno por los geólogos de dicho proyecto. Las muestras se estudian mediante microscopio petrográfico, con el objetivo de encontrar similitudes entre las muestras tomadas en el campo, y las obtenidas de las piezas artísticas.

### Resultados

Tras el estudio, mediante microscopio petrográfico, se han podido caracterizar, tres variedades de alabastro presentes en la cantera próxima a la localidad de Fuentes de Jiloca.

✓ Tabaco (Lámina FJ-1): Agregado microcristalino con tamaños de cristal bastante homogéneos, y formas subidiomorfas. Hábitos alargados, presentando cierta orientación, los contactos entre cristales son tanto rectos como irregulares, cuyo tamaño varía entre 300 – 20  $\mu\text{m}$ . Presencia de bandas o acumulaciones de carbonatos y celestina. Esta última, esta diseminada por toda la lámina, encontramos cristales totalmente idiomorfos de hasta 200  $\mu\text{m}$  con aspecto oquerojo. Presencia de anhidrita relictas. (Fig. 1a)

✓ Blanco (Lámina FJ-2): Agregado microcristalino en el que se diferencian dos tendencias de tamaño de cristales. Una de mayor tamaño entre 1.5 mm a 1 mm, con hábito alargado y cierta orientación, y otra de menor tamaño entre 1 mm y 0.2 mm, que representa el 70% de la lámina. La forma de los cristales es subideomorfa, y los contactos entre

ellos pueden ser tanto rectos, irregulares como suturados. En ambos hay relictos de anhidrita. Presencia de celestina, cristales entre ideomorfos y subideomorfos de hasta 200  $\mu\text{m}$  con aspecto oquerojo. (Fig. 1b)

✓ Champang (Lámina FJ-3): Agregado microcristalino heterométrico. En el que se diferencian cristales de gran tamaño entre 2 mm hasta 0.5 mm, con hábitos alargados y orientación radial. Y otros más pequeños entre 0.5 mm y 150  $\mu\text{m}$ , e equidimensionales. En ambos casos la forma es subideomorfa y los contactos entre los cristales oscila entre irregulares, suturadas, y en menor medida recta. En ellos también encontramos relictos de anhidrita, y celestina que presenta cristales principalmente ideomorfos de hasta 200  $\mu\text{m}$  a 5  $\mu\text{m}$ , y aspecto oquerojo. (Fig. 1c)

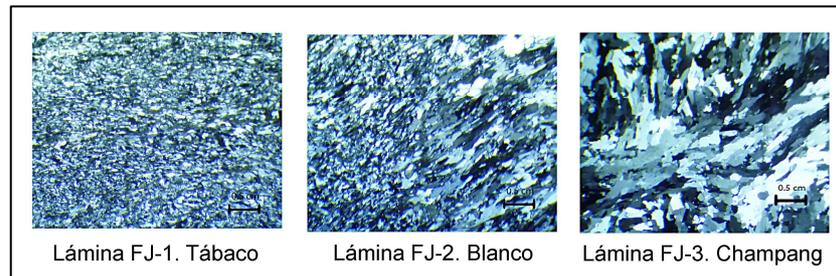


Fig. 1. Imagen de láminas delgadas FJ-1, FJ-2, FJ-3, con nicoles cruzados, variedades de alabastro de Fuentes de Jiloca

Partiendo del estudio petrográfico, realizado en estas variedades. Hemos podido advertir que la muestra PA-10 tomada de la escultura de los Marqueses de Ariza, que se ubican actualmente en la Cripta de la Iglesia parroquial de Santa María La Real de Ariza (Zaragoza). Desde el punto de vista petrográfico, es muy similar a la variedad Champang, tomada directamente de la cantera de Fuentes de Jiloca. Presenta el mismo agregado microcristalino heterométrico, en el que se distinguen zonas de orientación radial, formadas por cristales con hábitos alargados, y zonas formadas por un mosaico de cristales homogéneos y de menor tamaño.

**Discusión y conclusiones**

Las láminas delgadas FJ-3 y PA-10, presentan la misma textura microcristalina heterométrica. Lo que nos lleva a pensar que proceden del mismo nivel alabastrino, y por lo tanto de la misma cantera.

En este caso, sería posible conocer el lugar de procedencia del material utilizado para la realización de las esculturas de los Marqueses de Ariza. Aunque no localizar la cantera histórica de la que se extrajeron los nódulos, ya que es probable que el frente de cantera fuese destruido, porque las explotaciones han seguido en uso hasta la actualidad.

La descripción petrográfica de láminas delgadas, puede resultar de gran utilidad en casos, en los que características físico-químicas del medio de formación de los materiales sean similares.

**Agradecimientos**

El presente trabajo se enmarca dentro de un proyecto del Mineco HAR2012-32628. Los datos históricos han sido proporcionados por los Historiadores del Arte, pertenecientes al citado proyecto, en especial por la Dra. Carmen Morte y la Dra, Belén Boloqui. Las preparaciones para microscopio, han sido realizadas por SAI de la Universidad de Zaragoza.

**Referencias Bibliográficas**

Kloppmann, W., Leroux, L., Bromblet, P., Guerrot, C., Proust, E., Cooper, A. H., Worley, N., Smeds, S. A., Bengtsson, H. (2014): Tracing medieval and renaissance alabaster Works art back to quarries: A multi-isotope (Sr, S, O) approach. *Archaeometry* 56, 2 (2014) 203–219.

Ortí, F., Rosell, L., Playà, E., García-Veigas, J. (2010): Large gypsum nodules in the Paleogene and Neogene evaporites of Spain: distribution and palaeogeographic significance. *Geological Quarterly*, 2010, 54 (4): 411–422

Playà, E., Inglès, M., Rosell, L., Ortí, M., Artigau, M., Yeguas, J., Manote, R., and Pe, J. (2012): Determining gypsum alabaster provenance in sculptural artefacts: an application example, *Macla, Revista de la Sociedad Española de Mineralogía*, 16, 50–1.

## RESTOS DE AVES DE NUEVOS YACIMIENTOS DEL PLEISTOCENO SUPERIOR DEL PIRINEO ARAGONÉS

Carmen Núñez-Lahuerta

Aragosaurus-IUCA, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, c. Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain.  
cnunez@unizar.es

Las prospecciones paleontológicas llevadas a cabo por el grupo Aragosaurus de la Universidad de Zaragoza, junto con el Centro de Espeleología de Aragón durante los veranos de 2014 y 2015 han desvelado cuatro nuevos yacimientos paleontológicos con restos de aves en el Pirineo Oscense. Estos yacimientos se localizan en Biescas, en el área kárstica de Lecherines (Borau), y en la Sierra de Secús (Hecho). Se caracterizan por la presencia de grandes mamíferos junto con pequeños vertebrados (Galán *et al.*, 2015). La edad es Pleistoceno superior-Holoceno.

El interés de estos nuevos yacimientos reside en su altura. Son yacimientos de alta montaña: La cueva de Los Batanes (en Biescas) se abre a 1025 metros sobre el nivel del mar (msnm), la Sima del Baste (en el sistema Lecherines) se abre a 1920 msnm, y las cuevas B8 y B9 se abren a 2100 y 2160 msnm respectivamente. Esto los sitúa entre los yacimientos a mayor altura de Europa.

El estudio de estas localidades proporcionará nueva información al escaso registro de microfauna del Pleistoceno superior en el Pirineo aragonés. Solo se ha descrito un yacimiento de esta edad con avifauna en Huesca, Gabasa 1, donde una especie de buitre fue descrita (Hernández-Carrasquilla, 2001).

En este trabajo se presentan los restos recuperados en estas campañas, 115 en total (11 en Los Batanes, uno en la Sima del Baste, 84 en la B8 y 16 en la B9). Los análisis preliminares de los fósiles revelan que hay al menos dos especies de Galliformes, y varias especies de Passeriformes. Los restos están bien preservados, incluso restos craneales han sido recuperados. El análisis sigue en curso, por lo que se esperan más resultados en el futuro.

## Referencias Bibliográficas

Galán, J., Sauqué, V., Rabal-Garcés, R., Núñez-Lahuerta, C., Cuenca-Bescós, G., López-García, J.M. (2015) Quirópteros del Pirineo Aragonés: resultados preliminares tras las prospecciones de tres cuevas con relleno sedimentario Pleistoceno. XIII Meeting of Early-Stage Researchers in Paleontology (XIII EJP). Conference proceedings. Domingo L, Domingo MS, Fesharaki O, Garcia-Yelo B, Gomez-Cano AR, Henrández-Ballarín V, Hontecillas D, Cantalapiedra JL, López-Guerrero P, Oliver A, Pelegrín J, Pérez de los Ríos M, Ríos M, Sanisidro O & Valenciano A. (Eds). 296pp (p129).

Hernández-Carrasquilla, F. (2001). A new species of vulture (Aves, Aegypiinae) from the upper Pleistocene of Spain. *Ardeola* 48 (1), 47-53

RECONSTRUCTION OF VEGETATION PRODUCTIVITY DURING A TRANSITION GLACIAL-INTERGLACIAL (TERMINATION-III) FROM EL RECUENCO CAVE (EJULVE, NE SPAIN)

Carlos Pérez-Mejías  
Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC)  
cperez@ipe.csic.es

The timing of Termination-III, in contrast to T-I and T-II, is poorly known. Although T-III has been described in pollen sequences from marine cores whose chronology was tuned to orbital parameters, only few continental records with absolute dates have been published. Then, new records of this period are particularly required to test the hypothetical synchronicity at planetary scale of this event or to explore leads and lags between different proxies. Here we present the record of ARTEMISA stalagmite from Ejulve cave (NE Spain) that covers this period with exceptional resolution and constrained by a robust chronological framework obtained from 24 U-Th dates. The largest shift in  $\delta^{13}\text{C}$  record (3 per mil of variation) occurs at  $240 \pm 2.3$  kyr evidencing the TIII inception, in agreement with both Sanbao Cave record in China (within age uncertainties) and the shift to interglacial values of CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> in Antarctica, thus supporting its global synchrony.

Interpreting  $\delta^{13}\text{C}$  data in Ejulve Cave is supported by 3 years of monitoring tasks allowing the association of this proxy with vegetation productivity. Thus, more positive values of  $\delta^{13}\text{C}$ , together with higher values in Mg/Ca and Sr/Ca in present-day farmed calcite occurred during dry summer seasons. Besides, these periods are also characterized by the lowest amount of calcite precipitating in the cave. On the contrary, more negative values are obtained during wetter periods, even if they are cooler, showing the highest calcite precipitation rates.

During T-III, a spectacular increase in growth rate in the stalagmite is observed, that reaches its maximum (20-30 mm/kyr) during the following 4 kyr. Coherently, both  $\delta^{13}\text{C}$  and trace elements ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) mark an increase in humidity at 240 kyr that would last until 230 kyr BP delineating the duration of Stage 7e in this Mediterranean region.

Ejulve speleothem represents the first time that T-III is described through  $\delta^{13}\text{C}$  variation enriching the discussion about the timing and duration of humidity phases during that glacial-interglacial transition. Besides, Ejulve record, in coherence with other records such as Sanbao Cave, marks the existence of a wet/dry events before T-III, following a YD-III, BA-III and MI-III pattern (dry-wet-dry), thus supporting the previously evidenced similarities between T-I and T-III, only seen by now in the monsoon record.

## NUEVOS DATOS SOBRE LA FASE SARDA

Claudia Puddu

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza-C/ Pedro  
Cerbuna, 12. 50009- Zaragoza  
732168@unizar.es

### INTRODUCCIÓN

El concepto de *Fase Sarda* está en conexión con una discordancia angular y estratigráfica reconocida en el basamento hercínico del SO de Cerdeña entre la Formación de Cabitza (Cocozza, 1967) de edad cambro-ordovícica, y la suprayacente Formación de Monte Argentu (Laske et al., 1994) del Ordovícico Superior. La discordancia tiene un carácter regional porque ha sido reconocida también en la parte SE de Cerdeña (Calvino, 1959; 1961).

La *Fase sarda* causó interrupciones o anomalías en la sedimentación ordovícica (discordancia estratigráfica y/o angular), eventualmente con conglomerados, depósitos de emersión y depósitos de hierro, y habría causado pliegues, fallas y cabalgamientos (SO de Cerdeña) que afectan a la serie cambro-ordovícica (CO) pero no la serie del Ordovícico Superior (OS). Intercalados en la serie hay también muchos productos volcánicos y magmáticos de edad Ordovícico Medio.

Discordancias similares (estratigráficas y angulares) de edad Ordovícico Medio-Superior (Caradoc de la escala británica) han sido reconocidas en regiones que durante el Ordovícico estaban próximas a la actual Cerdeña, como la Montaña Negra, los Pirineos, Turquía oriental y el Macizo Armoricano.

Este trabajo propone aportar nuevos datos sobre la *Fase Sarda* comparando en primer lugar las rocas ordovícicas de Cerdeña y Pirineos, y abordando el estudio conjunto y detallado de la estructura de las

formaciones situadas por debajo (Formación de Cabitza - Cerdeña; Formación de Jujols, Cavet, 1957 - Pirineos orientales) y por encima de la discordancia (Formación de Monte Argentu - Cerdeña; Formación de Rabassa y Formación Cava, Cavet, 1957; Hartevelt, 1970 - Pirineos orientales).

### **CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA**

Se ha hecho una cartografía geológico-estructural a escala 1:5000 del sinclinal de Iglesias (Zona Externa) y del área de San Basilio y de Porto Tramatzu (Zona de Mantos externos) de Cerdeña, y de La Cerdanya en los Pirineos orientales, con la recogida simultánea de datos estructurales y estratigráficos, medición de diferentes secciones estratigráficas representativas de los afloramientos y estudio de láminas delgadas.

### **DISCORDANCIA SARDA EN LA ZONA EXTERNA DE CERDEÑA**

**Estratigrafía:** la serie pre-discordancia es continua desde el Cámbrico inf. hasta el Ordovícico Inf., e incluye rocas de ambiente marino con una potencia de unos 2000 m, mientras la serie del OS empieza con un conglomerado sin fósiles (Fm. Monte Argentu) con matriz violeta y cantos de esquistos de la Fm. Cabitza y de calizas de formaciones infrayacentes a ésta.

**Estructura:** La serie CO y OS está afectada por los pliegues sin foliación de la *Fase Sarda*, con orientación E-O que afectan solamente al CO, y los pliegues hercínicos que afectan tanto al CO como al OS: la Fase hercínica 1 con orientación E-O y foliación, la Fase hercínica 2 con pliegues orientados N-S y foliación muy penetrante, y la Fase hercínica 3, con pliegues débil con orientación variable.

**Discordancia:** tiene una orientación NO-SE muy variable y corta la estratificación de el CO con ángulos diferentes. Está marcada por un cambio de tamaño de grano y de ambiente sedimentario.

### **DISCORDANCIA SARDA EN LA ZONA DE MANTOS EXTERNOS DE CERDEÑA**

**Estratigrafía:** la serie CO, con arenitas y siltitas de ambiente marino, está coronada por una cuarcita o un conglomerado sin fósiles, y niveles de volcanitas de edad Ordovícico Medio y Superior.

**Discordancia:** está marcada por un conglomerado poligénico que no contiene cantos de volcanitas ni fósiles y que corta la estratificación del CO con ángulos variables.

### **DISCORDANCIA SARDA EN LA Cerdanya (PIRINEOS ORIENTALES)**

**Estratigrafía:** la Fm. Jujols, de edad pre-Ordovícico Superior, incluye rocas siliciclásticas separadas de la serie del OS por la discordancia sarda.

En la Formación Jujols se han reconocido 3 facies diferentes: 1) la facies de argilitas de color gris-verde con laminación plano-paralela, de láminas milimétricas, de ambiente predominante de baja energía a decantación; 2) la facies con alternancia de siltitas de color gris y areniscas finas blancas; y 3) la facies con areniscas y siltitas con *hummocky cross stratification*, de ambiente de energía más alta y profundidad inferior.

La serie del OS es constituida por una secuencia grano-decreciente que empieza generalmente por el conglomerado a matriz roja de la Formación Rabassa (sin fósiles), o directamente por la Formación Cava: areniscas a veces feldespáticas, siltitas y areniscas finas verde o violeta, y areniscas blancas, con braquiopodos y briozoos de edad Caradoc superior - Ashgill inferior de la escala británica. Por encima, están la Formación Estana (calizas y margas fósilíferas de edad Ashgill medio de la escala británica), la Formación Ansobell (siltitas negras) y la Cuarcita de la Formación Bar (límite Ordovícico - Silurico, Gil-Peña et al, 2004).

La potencia total de la secuencia del OS es de unos 390 m, pero es

variable dependiendo de pliegues y fallas, mientras la potencia de la serie del Ordovícico Inferior no se ha podido evaluar debido a la fuerte deformación pero se supone que no es menos de 600 m.

Se ha encontrado en la parte alta de la formación Cava un nivel de fósiles (por encima de la *coquina* descrita por Hartevelt, en el 1970) que contiene 3 géneros de braquiópodos nunca descritos en este área por la Formación Cava: *Porambonites*, *Eoanastrophia* y *Dolerorthis*.

**Estructura:** se encuentran 3 sistemas de pliegues, 2 hercínicos con foliación asociada que afectan la serie CO y la serie OS (un sistema orientado N-S y el otro E-O NO-SE), y uno pre-hercínico sin foliación, que afecta sólo al CO, con pliegues orientados N-S y NE-SO.

**Discordancia:** presenta una orientación NO-SE y está afectada por fallas directas N-S. Está marcada por un cambio rápido de tamaño de grano y ambiente sedimentario, y corta la estratificación de el CO con ángulos incluidos entre 0° y 90°.

## REFERENCIAS

- Calvino F. (1959), *Primi risultati di uno studio stratigrafico e tettonico della Sardegna sud-orientale*. - Mem. Acc. Patavina Sci. Lett. Arti, 41: 1 - 14.
- Calvino F. (1961), *Lineamenti strutturali del Sarrabus - Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. - Boll. Serv. Geol. d'It., 81: 489 - 556.
- Cavet P. (1957) *Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre*. Bull. Serv. Carte Géol. France, 55: 303-518.
- Cocozza T. (1967), I rapporti cambro-ordoviciani nella zona di Acquaresi (Iglesiente, Sardegna sud-occidentale). - Res. Ass. in. Sarda, 72 (7): 3 - 37.
- Gil-Peña I., barnolas A., Villas E. & Sanz-López J. 2004. *El Ordovícico Superior de la Zona Axial. In Geología de España* (ed. J. A. Vera) - Madrid: SGE-IGME: 247-9.
- Hartevelt J.J.A. (1970), Geology of the upper Segre and Valira valleys, central Pyrenees, Andorra/Spain. - Leidse Geologische Mededelingen, 45: 167-236
- Laske R., Bechstädt T. & Boni M. (1994), *The post-Sardic Ordovician series*. - Bechstädt T. & Boni M. (1994), Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autoctonous Cambro-Ordovician of Southwestern Sardinia. - Serv. geol. Naz., Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 48, parte 1: 115-146.

BIOEVENTOS Y PALEOAMBIENTES DEL  
BARTONIENSE: CORRELACIÓN BASADA EN  
FORAMINÍFEROS

Lucía Rivero Cuesta

Área de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra

Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza

lucia.rivero.cuesta@gmail.com

## INTRODUCCIÓN

Para facilitar y ordenar la reconstrucción de la historia y evolución de la Tierra a lo largo del tiempo se definieron las edades geológicas. En los años 70, la Comisión Internacional de Estratigrafía estableció el concepto de localidades tipo que servirían como guía global para la base de cada edad: los GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point). Sin embargo, algunos de los límites definidos originalmente (previos al establecimiento de los GSSP) sólo poseían rasgos locales o regionales y no cumplían las características necesarias para poder ser correlacionados y reconocidos a nivel mundial. Para casos en los que los cortes encontrados no eran suficientemente adecuados para definir el límite aún continúa la búsqueda como es el caso de la base del Bartonense (~41.2 Ma).

El estratotipo del piso Bartonense fue originalmente definido en la cuenca de Hampshire (costa SE de Reino Unido) en una capa que contiene abundantes macroforaminíferos bentónicos, concretamente la especie *Nummulites prestwichianus*. No obstante, la extensión paleogeográfica de dicha capa es limitada por lo que no es posible su correlación con otros afloramientos de la misma edad. Tampoco la unidad litoestratigráfica (Formación Barton Clay) coincide con el concepto cronoestratigráfico de la edad Bartonense, por lo que son necesarios nuevos criterios para su reconocimiento. En la última versión de la escala de tiempo geológico (2012) se propone el límite entre los magnetocrones C19n/C18r como marcador de la base del Bartonense,

ya que los eventos magnetoestratigráficos son globales, rápidos y reconocibles en medios tanto marinos como terrestres.

Respecto a la bioestratigrafía, la base del Bartoniense corresponde a las biozonas E11 (foraminíferos planctónicos), SBZ17 (macroforaminíferos bentónicos del Tétis) y NP16 (nanoplancton calcáreo). Se han reconocido bioeventos específicos justo por encima del límite Luteciense-Bartoniense, como la primera aparición del foraminífero planctónico *Turborotalia cerroazulensis* (41.91 Ma), la última aparición del también planctónico *Guembeltrioides nuttalli* (41.53 Ma) o la última aparición de la especie de nanoplancton calcáreo *Reticulofenestra reticulata* (40.98 Ma).

Para confirmar la validez global de estos marcadores y encontrar otros nuevos, se han explorado afloramientos con potencial para albergar el GSSP del Bartoniense donde se han llevado a cabo estudios multidisciplinares de estratigrafía (sedimentología, magnetoestratigrafía, cicloestratigrafía), bioestratigrafía (nanofósiles calcáreos, foraminíferos planctónicos y bentónicos) e isótopos de carbono y oxígeno. Dos de los afloramientos mejor estudiados son los de cabo de Oyambre (Cantabria, España) y Contessa (Gubio, Italia).

### HIPÓTESIS

Para confirmar los eventos propuestos y definir alguno nuevo, se propone el estudio de foraminíferos planctónicos y bentónicos en localidades donde el Bartoniense aflore con un espesor adecuado y donde el contenido fosilífero presente una buena conservación. Combinado con estudios sedimentológicos y magnetoestratigráficos servirá para identificar, definir y datar bioeventos y biozonas, así como aportar información sobre la ecología y profundidad de las asociaciones.

En la actualidad se está llevando a cabo el análisis de Torre Cardela, un corte situado en la zona subbética de la Cordillera Bética, al suroeste de España. Se trata de una serie rítmica de sedimentos turbidíticos interestratificados con tramos de margas hemipelágicas que abarca el tránsito Eoceno Medio - Superior. En dicho corte se analizaron previamente los foraminíferos planctónicos, que permitieron reconocer

biozonas que ayudaron a su correcta datación. Tomando como punto de partida estos datos, se han seleccionado las muestras pertenecientes al Bartonense para realizar un estudio cuantitativo de los foraminíferos bentónicos que aportará nuevos datos para una más completa interpretación. Los resultados podrán ser utilizados para comparar las asociaciones encontradas en Torre Cardela con las presentes en otros afloramientos como los anteriormente mencionados (Oyambre, Contessa).

Resultados preliminares indican una predominancia de especies infaunales (*Bolivina* y *Bolivinoidea* especialmente) sobre especies epifaunales (*Asterigerina* y *Cibicides*) en la base del Bartonense que se depositaron en la zona abisal. A pesar de que la conservación es de moderada a pobre, la asociación presenta una diversidad de especies bastante elevada.

### MÉTODO

Las muestras analizadas fueron preparadas mediante técnica de levigado, siendo disgregadas con agua oxigenada al 10%, y posteriormente tamizadas utilizando una luz de malla de 63 micras. El análisis de la fracción mayor de 63 micras permitirá la identificación de todas las especies posibles de foraminíferos bentónicos en un análisis cuantitativo que consiste en la separación y clasificación de unos 300 ejemplares en cada muestra. Posteriormente se utilizarán métodos estadísticos para calcular valores de diversidad, abundancia,... y facilitar el análisis del contenido de las muestras.

### REFERENCIAS

Dawber, C.F., Tripathi, A.K., Gale, A.S., MacNiocaill, C., Hesselbo, S.P. (2011) Glacioeustasy during the middle Eocene? Insights from the stratigraphy of the Hampshire Basin, UK. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 300, pp. 84–100.

Dinarès-Turell, J., Payros, A., Monechi, S., Orue-Etxebarria, X., Ortiz, S., Apellaniz, E., Bernaloa, G. (2004) In Search of the Bartonian (Middle Eocene) GSSP (II): Preliminary Results from the Oyambre Section (Northern Spain). En: STRATI 2013: First International

Congress on Stratigraphy At the Cutting Edge of Stratigraphy. Rocha, R., Pais, J., Kullberg, J. C. & Finney, S. (Eds.) Springer.

Fluegeman, R. H. (2014) The Bartonian (Middle Eocene) GSSP: Historical Considerations and Challenges. En: STRATI 2013: First International Congress on Stratigraphy At the Cutting Edge of Stratigraphy. Rocha, R., Pais, J., Kullberg, J. C. & Finney, S. (Eds.) Springer.

Gonzalvo, C., Molina, E. (1996) Bioestratigrafía y cronoestratigrafía del tránsito Eoceno Medio-Eoceno Superior en la Cordillera Bética. *Rev. Esp. Micropaleontol.* XXVIII, pp. 25–44.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G. (2012) The Geologic Time Scale 2012 2-Volume Set. Elsevier Science.

Jovane, L., Florindo, F., Coccioni, R., Dinares-Turell, J., Marsili, A., Monechi, S., Roberts, A.P., Sprovieri, M. (2007) The middle Eocene climatic optimum event in the Contessa Highway section, Umbrian Apennines, Italy. *Geol. Soc. Am. Bull.* 119, pp. 413–427.

Jovane, L., Sprovieri, M., Coccioni, R., Florindo, F., Marsili, A., Laskar, J. (2010) Astronomical calibration of the middle Eocene Contessa Highway section (Gubbio, Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.* 298, pp. 77–88.

Payros, A., Dinarès-Turell, J., Orue-Etxebarria, X., Monechi, S., Ortiz, S., Apellaniz, E., Bernaloa, G. (2004) In Search of the Bartonian (Middle Eocene) GSSP (I): Potential in the Basque-Cantabrian and Aquitanian Basins (Western Pyrenees). En: STRATI 2013: First International Congress on Stratigraphy At the Cutting Edge of Stratigraphy. Rocha, R., Pais, J., Kullberg, J. C. & Finney, S. (Eds.) Springer.

## LAS VINIEGRAS: INCENDIOS. VEGETACIÓN. EROSIÓN

Yasmina San Juan José  
Instituto Pirenaico de Ecología –CSIC-

ysanjuan@ipe.csic.es

La zona de estudio conocida como Las Viniegras queda comprendida entre 1200 y 1900 metros de altitud, abarcando el piso montano superior y el subalpino. Las pendientes en esta zona son moderadas (10° a 35°). Es común encontrar en distintas zonas de montaña europeas una conversión de los bosques subalpinos en pastizales (Moreno Fernández, 1996).

Para datar los incendios ocurridos en esta zona, se seleccionaron 15 muestras de suelo tomadas en los perfiles de las cicatrices de deslizamiento. Se analizaron los micro-carbones de estas muestras osteniéndose un total de 8 dataciones: Los fragmentos de carbón más antiguos datan del Neolítico tardío (5630 cal yr BP) y del periodo Calcolítico o Edad de Cobre (5000–4000 cal yr BP). También hubo incendios durante las edades de Bronce y Hierro y en la Edad Media, indicando que los incendios de origen antrópico han sido constantes desde el Neolítico. Esto sugiere la existencia de antiguas alteraciones del paisaje con fines de pastoreo.

La principal consecuencia de estos incendios fue la reducción en la altitud del límite superior del bosque, el cual debería encontrarse aproximadamente sobre los 2100 m. s.n.m pero actualmente forma un contorno irregular entre 1600 y 1850 m. s.n.m. Una evolución similar ocurrió en los Pirineos, donde el límite superior del bosque estaría localizada entre 2300 y 2400 m. s.n.m, (Ninot *et al.*, 2008), y sin embargo lo encontramos a 1650-1800m.

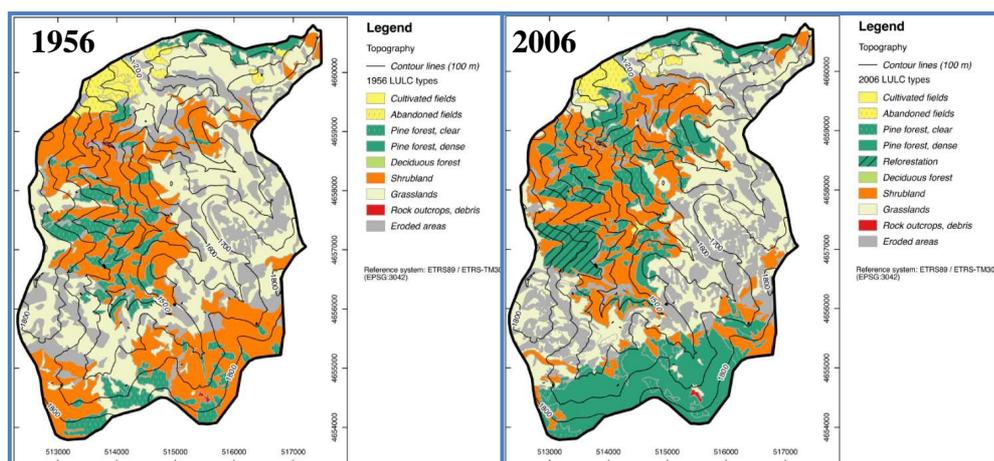
La expansión de la tala de árboles y pastizales durante la Edad Media y Moderna afectó a la mayor parte de la zona subalpina y coincidió con el aumento de la prevalencia de la trashumancia. Así los mayores deslizamientos superficiales, favorecidos por la deforestación (García-Ruiz *et al.*, 2010), se habrían producido desde la Edad Media hasta los

últimos tiempos.

Se puede decir pues, que en Las Viniegas queda representado perfectamente lo ocurrido en los pisos montano superior y subalpino europeos donde la deforestación ha sido continua desde el Neolítico.

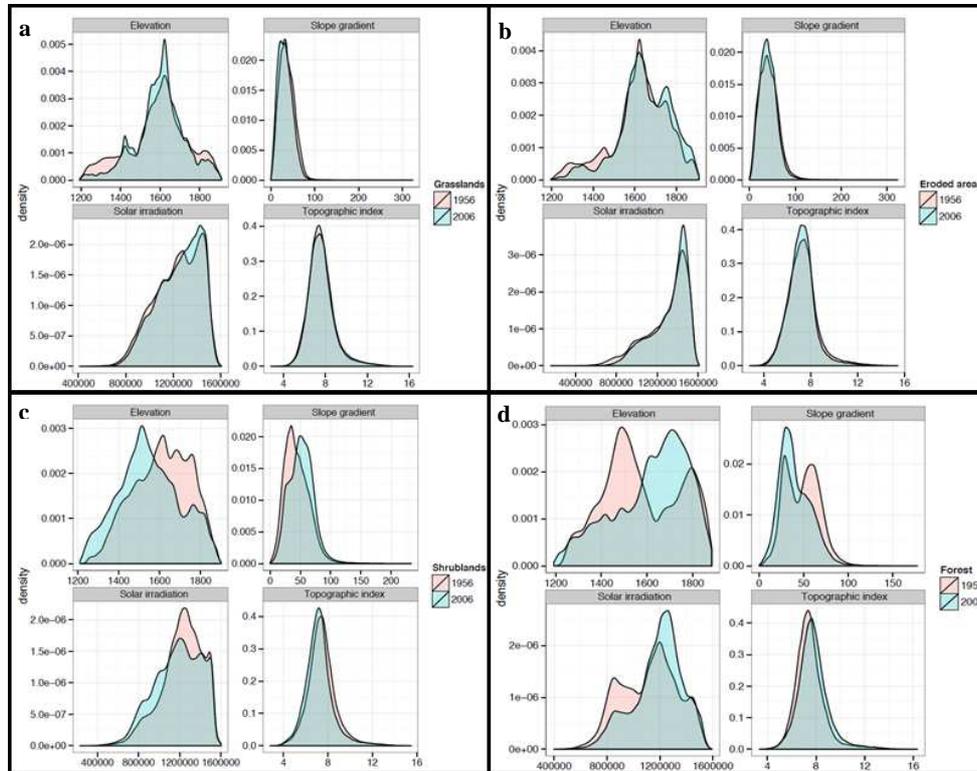
Tras comprobar la datación de los incendios, cabe preguntarse cómo evolucionado la vegetación. Es lógico pensar que, en ausencia de incendios y con la disminución del ganado trashumante, el bosque tenderá a recuperar la zona que le fue arrebatada en épocas pasadas, en favor de los pastizales de verano. Primero se comprobó evolución comparando de la cubierta del suelo (LULC) entre ortofotos de 1956 y de 2006 (*Figura 1*). Tras esto se establecieron los factores topográficos más influyentes en los cambios de vegetación.

Los mayores cambios se han dado en la parte sur de la zona de estudio, donde los matorrales y bosques claros fueron sustituidos por bosque denso de *P. sylvestris*. Algunos parches de bosque claro han sido sustituidos por matorral en la zona central del área de estudio. También se ven cambios en las áreas erosionadas pero pueden ser debidos a la distinta calidad de las ortofotos de 1956 y de 2006.



**Figura 1:** a) Cartografía de la cubierta vegetal en el año 1956. b) Cartografía de la cubierta vegetal en el año 2006

Seguidamente se pasó a estudiar la distribución de la vegetación en relación con las variables topográficas de altitud, pendiente, radiación solar e índice topográfico. Las clases de LULC seleccionadas para el estudio fueron: Pastos, zonas erosionadas, matorral y bosque (Figura 2)



**Figura 2:** Frecuencia de distribución de cuatro variables topográficas: altitud, pendiente, radiación solar e índice topográfico; LULC : a) pastos, b) áreas erosionadas, c) matorral y b)

Ni los pastos de verano ni las áreas erosionadas cambiaron significativamente su dependencia topográfica entre los dos años. Sin embargo, los matorrales tendieron a ser relegados a áreas de baja altitud, alta pendiente y bajos niveles de radiación solar. Los bosques densos colonizaron altitudes elevadas, pendientes de menor grado y áreas con

altos niveles de irradiación solar. Esto sugiere que la sustitución de matorral por bosques densos fue marcadamente influenciada por factores topográficos. Además, la altitud media del bosque denso pasó de 1448m en 1956 a 1638 en 2006, avanzando casi 200 m.

Con estos datos se creó un modelo de regresión logística multinomial sobre las transiciones de pastos y matorral, que indicaba cierto grado de control topográfico, aunque solo la pendiente y la radiación solar resultaron significativas.

En un estudio final se trataron los deslizamientos superficiales, su relación con los factores topográficos y las características del suelo para concluir con un modelo de la evolución de la erosión en la zona de estudio basado en el indicador universal de Kriging.

Con estos estudios se demostró que el uso antrópico del territorio en distintas épocas modifica notablemente la evolución de la vegetación y con ella, los procesos erosivos.: La propia vegetación también se ve condicionado por los factores topográficos y condiciona la formación de cicatrices de deslizamiento que son a su vez dependientes de distintas variables topográficas.

#### Referencias Bibliográficas

García-Ruiz JM, Beguería S, et al. (2010) Land cover changes and shallow landsliding in the flysch sector of the Spanish Pyrenees. *Geomorphology* 124, 250-259. doi:10.1016/j.geomorph.2010.03.036

García Ruiz JM.; Sanjuán Y.; Gil-Romera G; González Samperiz P.; Beguería S.; Arnáez J. (2016). Mid And Late Holocene Forest Fires And Deforestation In The Subalpine Belt Of The Iberian Range, Northern Spain *Journal of Maps. Journal of Mountain Science*. Accepted.

Ninot JM, Batllori E, et al. (2008) Timberline structure and limited tree recruitment in the Catalan Pyrenees. *Plant Ecology & Diversity* 1 (1), 47-57. doi: 10.1080/17550870802260764

## HETEROGENEIDAD DE FACIES EN LA PLATAFORMA CARBONATADA SOMERA SINEMURIENSE DE MALLORCA (SIERRA NORTE Y SIERRAS DE LEVANTE)

Ana Sevillano Matilla

IGME-Palma de Mallorca. C/ Felicià Fuster, 7. 07006- Palma de Mallorca  
a.sevillano@igme.es

### INTRODUCCIÓN

En este trabajo se aborda el estudio conjunto y detallado de las facies de la plataforma carbonatada somera del Sinemuriense de Mallorca, representadas por las calizas de la Fm. Es Barraca (Barnolas y Simó, 1984; Alvaro *et al.*, 1989). Para ello se han levantado 4 secciones estratigráficas “capa a capa”, representativas de los afloramientos jurásicos de la Sierra Norte (perfil de Es Barraca, 212 m de potencia) y de las Sierras de Levante (perfiles de Cutri, 202 m, Cuevas de Artá, 110 m, y Son Maina, en el sector meridional, con una potencia de 224 m). El análisis en campo se completó con el estudio de 156 láminas delgadas.

En estudios previos en el perfil de Es Barraca (Sevillano *et al.*, 2013) se propuso un modelo de distribución de facies que considera una plataforma diferenciada en cinco dominios: supramareal, intermareal, submareal somero interno de baja energía y de alta energía, y submareal somero abierto de baja energía. Los resultados del presente trabajo permiten mejorar el conocimiento sobre la sedimentología de la plataforma, y en particular ampliar el rango de facies que se depositaron en dichos dominios.

### ANÁLISIS DE FACIES

#### **Dominio supramareal:**

Representativas de este dominio se reconocen 3 facies que muestran estructuras indicativas de exposición subaérea prolongada: *mudstones* con laminación algal crenulada y frecuentes *tepees* (1A), *mudstones* con abundante porosidad fenestral orientada (1B), e intercaladas entre ellas, brechas de cantos planos de *mudstone* laminado y cantos negros (1C).

**Dominio intermareal:**

Intercaladas con las facies supramareales, se reconocen facies de *mudstones* laminados que no muestran estructuras relacionadas con exposición subaérea prolongada, lo que indica su depósito preferente en el dominio intermareal. Se trata de *mudstones* con laminación algal plano-paralela o ligeramente ondulada definida por la alternancia de láminas milimétricas de micropeloides, pequeños intraclastos y/o bioclastos y láminas microbianas (2A). A techo de esta facies laminada se encuentran localmente *mudstones* bioturbados por raíces (2B). Intercalados entre los *mudstones* laminados son también frecuentes las acumulaciones tractivas centimétricas de *packstone-grainstone* de peloides e intraclastos (2C), posiblemente relacionadas con tormentas que acumularían granos procedentes del dominio submareal en la llanura intermareal.

**Dominio submareal somero interno de baja energía (lagoon restringido):**

Está representado fundamentalmente por *mudstones* puros sin fauna o muy escasa (3A), indicadores de un ambiente de sedimentación de baja energía y restringido, donde las posibles fluctuaciones de salinidad y/o temperatura y la baja circulación de las aguas impediría la colonización por fauna variada. Asociadas a estos fangos se encuentran facies de *wackestones* formados por fango micrítico y niveles milimétricos de *packstone-grainstones* oolíticos y/o peloidales (3B), que contienen bioclastos para-auctótonos (bivalvos y gasterópodos poco transportados, fragmentos de *Favreina jurásica*), y alóctonos procedentes de dominios más abiertos no restringidos (algas dasicladáceas: *Palaeodasycladus* y *Thaumatoporella*, y foraminíferos). Asociados también a los fangos restringidos se reconocen *grainstones* oolíticos (3C), con ooides micríticos de láminas incipientes y *pellets*, que se interpretan como *washover fans* producidos por tormentas, con granos procedentes del dominio submareal (posiblemente facies 4A y 4B, ver a continuación).

**Dominio submareal somero abierto de alta energía (bajíos/barras):**

Está caracterizado por la presencia de facies granosostenidas dominadas por ooides, peloides, intraclastos y/o bioclastos.

En los estadios iniciales de la plataforma, se reconocen facies

granostenidas homométricas y heterométricas. Las facies granostenidas homométricas incluyen: *grainstones* oolíticos de ooides micríticos bien desarrollados (4A) y *grainstones* peloidales (4B). En ambos casos presentan a menudo finas pasadas con bioclastos desarticulados y abundante *Favreina jurásica*, pequeños intraclastos generalmente micríticos y pasadas centimétricas oncolíticas de oncoides similares a la facies 4D. Dentro de las facies heterométricas se reconocen *grainstones* de ooides, con envueltas fibroso-radiales y peloides (4C), *grainstones* de ooides, peloides y oncoides no laminados de varios milímetros (4D), y brechas de intraclastos de *mudstones* y *mudstones* laminados (4H), resultado del retrabajamiento de las facies inter-supramareales.

Con un carácter más distal, se reconocen *packstones* bioturbados de peloides heterométricos, oncoides y bioclastos (bivalvos, gasterópodos, crinoides y foraminíferos abundantes, incluidos lituólidos) (4E). Los oncoides, en su mayoría con núcleos bioclásticos y envueltas de láminas micríticas y láminas gruesas microbianas y otros organismos encostrantes, se generarían en dominios menos energéticos en los que alternarían largos períodos de no agitación, que favorecerían el crecimiento de algas, y períodos ocasionales de mayor energía.

En los estadios superiores de evolución de la plataforma, las facies oolíticas, peloidales y oncolíticas descritas, fueron reemplazadas por facies predominantemente intraclásticas y peloidales, en concreto por *packstones-grainstones* de peloides y bioclastos muy redondeados y homométricos (4F), y *grainstones intraclásticos* con bioclastos y peloides (4G), ambas caracterizadas por la presencia de laminación y estratificación cruzada así como granos de cuarzo tamaño arena.

#### **Dominio submareal somero abierto de baja energía:**

Está caracterizado por facies matriz-soportadas, *mudstones* con intensa bioturbación (5A) y *wackestones-packstones* con abundantes bioclastos de bivalvos, gasterópodos, equinodermos (crinoides), en general poco transportados (5B). Finalmente y representativas de un medio relativamente más profundo, se reconocen facies de *packstones* de peloides con espículas de esponjas (5C), con equinodermos y característica glauconita, y facies de margas (5D).

## DISTRIBUCIÓN VERTICAL DE FACIES Y POSIBLE POLARIDAD DE LA PLATAFORMA

La distribución vertical de las facies en las cuatro secciones estudiadas indica que en los tramos inferiores de los perfiles existe un claro predominio de facies inter-supramareales (1 y 2), de *lagoon* (3) y submareales someros abiertos de alta energía (facies 4A a 4E), mientras que hacia techo las facies perimareales y de *lagoon* (1 a 3) son muy escasas, y dentro del dominio submareal predominan las facies granosostenidas de alta energía 4F y 4G y de baja energía (5). Esta variación en la vertical indicaría una evolución a largo término hacia dominios marinos más abiertos.

La distribución en la lateral de los subambientes de sedimentación y la polaridad de la plataforma no puede establecerse todavía con precisión hasta no obtener criterios de correlación (mediante correlación de secuencias y bioestratigrafía con foraminíferos bentónicos). No obstante, la distribución general de facies indicaría que en la parte inferior de la unidad, la plataforma estaría abierta hacia el este, ya que la serie de Es Barraca (al oeste de la isla) presenta mayor predominio de las facies supra-intermareales. La parte superior de la unidad, parece indicar un cambio de polaridad con los dominios abiertos hacia el oeste, ya que la serie más oriental de Cuevas de Artá representaría los ambientes más someros, con un claro predominio de facies inter-supramareales.

### REFERENCIAS

Alvaro, M., Barnolas, A., Cabra, P., Comas-Rengifo, M.J., Fernández-López S.R., Goy, A., Del Olmo, P., Ramírez del Pozo, J., Simó, A., y Ureta, S. (1989). Cuadernos de Geología Ibérica, 13, 67–120.

Barnolas, A. y Simó, A. (1984). En: Sedimentología del Jurásico de Mallorca, (A. Barnolas, Ed), 263p.

Sevillano, A., Bádenas, B., Rosales, I., Barnolas, A., y López-García, JM. (2013). Geogaceta, 54, 15–18.

## UN NUEVO MARCO ESTRATIGRÁFICO PARA LA FM GUARA EN EL SECTOR OCCIDENTAL DE LAS SIERRAS EXTERIORES

Roi Silva Casal

Área de Estratigrafía, Departamento de Ciencias de la Tierra

Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza

roi.silva.casal@gmail.com

A partir de la definición de la Fm. Guara por Puigdefábregas (1975) varios estudios han permitido conocer la bioestratigrafía, magnetoestratigrafía, y evolución sedimentaria de esta unidad del Luteciense (Canudo and Molina, 1988; Huyghe et al., 2012; Rodríguez-Pintó et al., 2012; Samsó et al., 1994). La mayor parte de estos trabajos, sin embargo, han sido realizados en el corte del río Isuela, en la localidad de Arguis, y en la Sierra de Guara, permaneciendo la zona más al oeste, bastante desconocida. Uno de los aspectos más interesantes de esta zona occidental de las Sierras Exteriores, quizás por su espectacularidad, es la notable reducción de potencia de la Fm. Guara desde varios cientos de metros en su zona oriental, hasta aproximadamente 100 metros en su zona occidental, en los afloramientos del área de la Sierra de Santo Domingo.

Los estudios previos realizados en la zona occidental de las Sierras Exteriores (Puigdefábregas 1975, y las hojas y memorias de la serie Magna) mencionan cambios de facies en esta zona, impidiendo la diferenciación de las unidades estratigráficas definidas en áreas más occidentales de la Fm. Guara (Samsó et al., 1994).

Este desconocimiento previo de la zona nos llevó a plantear un estudio multidisciplinar, desde el punto de vista estratigráfico, bioestratigráfico y magnetoestratigráfico, para posteriormente, poder abordar la evolución secuencial, en conjunto, de la Fm. Guara.

El análisis de la Fm. Guara en 12 series estratigráficas han permitido

identificar las unidades estratigráficas lutecienses definidas con anterioridad dentro de la Fm. Guara (Guara Inferior, Media y Superior) por Samsó et al. (1994). Además, se establece una nueva unidad sedimentaria, el Mb. Santo Domingo, de edad Luteciense terminal–Bartoniense inferior, situada a techo de las anteriores, y reconocida en el extremo más occidental de las Sierras Exteriores. Esta unidad se sitúa en cambio lateral con la Fm. margas de Arguis, siendo equivalente lateral de la secuencia SD1 definida por Millán et al. (1994).

Los trabajos realizados sobre la bioestratigrafía de la Fm. Guara se han fundamentado en el estudio de macroforaminíferos bentónicos, cuya clasificación y revisión sistemática ha sido llevada a cabo en colaboración con el Dr. Serra-Kiel de la Universitat de Barcelona. En este campo, se han establecido las SBZ (biozonas de macroforaminíferos) en cada uno de los perfiles estratigráficos realizados. Como aportación más relevante a esta escala bioestratigráfica, nuestro trabajo ha permitido precisar la posición biocronológica de *Alveolina* aff. *fragilis*, *A.* aff. *elongata*, y *A. fusiformis*.

Los datos obtenidos a partir de la bioestratigrafía han sido complementados con la realización de 3 perfiles magnetoestratigráficos, obteniendo un marco cronoestratigráfico de gran solidez, en el que se basan, en gran medida, las correlaciones realizadas. Como aportación más importante de los trabajos en magnetoestratigrafía, cabe destacar la datación del límite inferior de la Fm. margas de Arguis (Luteciense terminal, dentro el cron 19N), situada a techo de la unidad Guara Superior y en cambio lateral con el Mb. Santo Domingo.

#### Referencias Bibliográficas

Canudo, J.I., Molina, E., 1988. Biostratigraphic events from the middle Eocene to the lower Oligocene in the Prepyrenean zone of Aragon (Spain). *Revue de Micropaléontologie* 31, 15–29.

Huyghe, D., Castelltort, S., Mouthereau, F., Serra-Kiel, J., Filleaudeau, P.Y., Emmanuel, L., Berthier, B., Renard, M., 2012. Large scale facies change in the middle Eocene South-Pyrenean foreland basin:

The role of tectonics and prelude to Cenozoic ice-ages. *Sediment. Geol.* 253-254, 25–46.

Millán, H., Aurell, M., Melendez, A., 1994. Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Prepyrenean External Sierras (Spain): a case study for a tectonic origin of sequences and systems tracts. *Sedimentology* 41, 1001–1024.

Puigdefábregas, C., 1975. La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos, Jaca Monografía*, 1–188.

Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E.L., Serra-Kiel, J., Samsó, J.M., Barnolas, A., Pocoví, A., 2012. Lutetian magnetostratigraphic calibration of larger foraminifera zonation (SBZ) in the Southern Pyrenees: The Isuela section. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 333-334, 107–120.

Samsó, J.M., Serra-Kiel, J., Tosquella, J., Travé, A., 1994. Cronoestratigrafía de las plataformas lutecienses de la zona central de la cuenca Surpirenaica, in: Gonzalez Rodriguez, A. (Ed.), *II Congreso Del Grupo Español Del Terciario*. Universidad de Zaragoza, Jaca, pp. 205–208.



## GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO DE ‘SANTAROSA’: MODELIZACIÓN EN 3D

Víctor Suárez Monfort  
PROMINDSA  
522069@unizar.es

La mina *Santa Rosa* es la mina de hierro más importante del área del Moncayo (Sector Central de la Cordillera Ibérica, NE de España), siendo conocido su potencial económico desde la antigüedad. Actualmente está siendo explotada por la empresa minera PROMINDSA, que procesa el hierro extraído para la elaboración de pigmentos. La mina está emplazada en la ladera meridional del tramo medio del *Barranco del Judío*, un accidente geográfico de dirección principal NE-SW localizado en las inmediaciones de la localidad de Tierga (Zaragoza).

Según López *et al.* (2011), la mineralización del yacimiento consiste en varios niveles de hematites aparentemente tabulares, que se tornan localmente en geometrías lenticulares. El espesor medio de las mismas oscila entre 1.5 y 3 metros, pudiendo engrosarse lateralmente hasta alcanzar más de 6 metros, o adelgazarse hasta desaparecer. Estas notorias variaciones de espesor pueden deberse tanto a causas estratigráficas (sedimentación fosilizando un relieve irregular previo) como tectónicas (repeticiones parciales de la serie por sucesivos planos de cabalgamiento, que generan escamas de espesores variables centimétricos a métricos), o ser debidas a una combinación de ambas (variaciones laterales de potencia resultado de una tectónica sinsedimentaria). La composición media de la capa mineralizada es la siguiente: >80% de hematites, <15% de dolomita y <5% de cuarzo y micas.

Desde un punto de vista estructural, la mina se ubica en el sector central del núcleo paleozoico de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, y más concretamente, en el punto más septentrional de los materiales paleozoicos prehercánicos denominada Unidad tectono-estructural de Mesones (Pérez-Lorente, 1990), que está situada en el bloque superior del Cabalgamiento hercínico de Datos y en el bloque inferior de la Falla tardihercínica de Jarque, dos de los accidentes

tectónicos de dirección ibérica (NW-SE) de mayor desarrollo en la Cadena Ibérica Oriental. Hacia el N de la mina, los materiales paleozoicos de dicha unidad quedan cubiertos de forma discordante por los materiales del Buntsandstein, por lo que no puede llevarse a cabo un estudio cartográfico de superficie detallado de estos materiales más allá del emplazamiento de la explotación. Toda la serie cámbrica en la zona de la mina está emplazada en el flanco occidental de un anticlinal hercínico asimétrico de dirección NNE-SSW, presentando una pendiente media de 22° buzando hacia el WNW (López *et al.*, 2011).

La serie estratigráfica observable en el entorno de la mina abarca materiales pertenecientes a los pisos Ovetiense y Marianiense del Cámbrico Inferior, y más concretamente, a las Fm. Capas del Jalón, Dolomías de Ribota y Pizarras de Huérmeda (López *et al.*, 2011), siendo la propia mineralización de hierro uno o más estratos de la serie sedimentaria cámbrica, y estando situada en el tramo basal de la Fm. Ribota, principalmente dolomítica. Asimismo, mencionan que los materiales paleozoicos del entorno de la mina están plegados y densamente fallados. García Cortés (1975) describe la Fm. Jalón como una serie "de pizarras rojo-violáceas, a veces verdosas o azules, en las que hay pasadas de areniscas, cuarcitas y margas más o menos calcáreas o dolomíticas, entre las que se intercalan bancos carbonatados que, en dirección al techo, se hacen más frecuentes y más potentes", los cuales aumentan su potencia hacia el techo, desde varios cm a varios metros. El espesor medio de la Fm. Jalón varía entre los 150 y los 200 metros (Sdzuy & Liñán, 1993), pudiendo llegar al doble en los alrededores de Mesones de Isuela (Valenzuela *et al.*, 1990), muy cerca de la mina *Santa Rosa*. "El yacimiento estratiforme de oligisto de Tierga" aparece, según García Cortés (1975), en los niveles dolomíticos que marcan el tramo superior de la Fm. Jalón. Este mismo autor afirma que los bancos carbonatados han sido dolomitizados y silicificados, mientras que las pizarras existentes tienen un notable contenido en sílice y en sulfuros de hierro, lo que les da un color verde cuando no están oxidadas, y rojo en superficie. Así mismo, indica que algunos niveles ferruginosos presentan estructuras de sobrecarga, de *slumping* y laminación cruzada de pequeña escala.

Con todo lo expuesto queda patente la complejidad estructural del yacimiento *Santa Rosa*, (1) con fracturas, fallas normales, fallas inversas, fallas transformantes y planos de cabalgamiento entrecruzados unos con otros, generando una estructura de bloques en *horst* y *graben*, (2) con variaciones de espesor notorias y desapariciones locales tanto de las capas mineralizadas como de las rocas encajantes (dolomías, arcillas, pizarras y margas, sobre todo), y (3) con cambios laterales y verticales de facies de los materiales encajantes. A esto hay que sumar (4) la superposición de una tectónica claramente post-sedimentaria sobre una tectónica sinsedimentaria, (5) que el límite entre los materiales de la Fm. Jalón y la Fm. Ribota no está bien definido en los alrededores de la mina, (6) que no hay un acuerdo claro en la posición de la capa o capas mineralizadas dentro de la serie, y (7) que no está clara la génesis del yacimiento.

Para llevar a cabo una explotación rentable del yacimiento *Santa Rosa* se hace necesaria, pues, una modelización detallada en 3D de los materiales cámbricos que aparecen en el interior de la mina, así como de los materiales presentes en sus alrededores, lo que permitirá visualizar la morfología del yacimiento, entender su estructura, interpretar la génesis del mismo y, en definitiva, optimizar la explotación, puesto que permitirá la búsqueda de zonas favorables y la estimación detallada de las reservas. Se ha planteado dicha modelización empleando para ello tres herramientas informáticas diferentes: en primer lugar el *software* de modelización minera *RecMin*, en segundo, la herramienta SIG para la ordenación del territorio en 2D *ArcGIS*, y en último término, el complemento en 3D de *ArcGIS*: *ArcScene*. Las modelizaciones planteadas a día de hoy con los tres *software* ofrecen algunas soluciones a la ardua tarea de la correlación estratigráfica de los materiales de *Santa Rosa*, pero plantean nuevos enigmas: (a) ¿es posible que la capa mineralizada sea únicamente una, repetida localmente por efecto de la tectónica (planos de cabalgamiento), o que sea un conjunto de capas claramente diferenciadas? sus espesores y geometrías distan mucho de unas a otras, pero prácticamente todas tienen la misma extensión lateral; (b) los materiales que marcan el techo de la mineralización, de origen arcilloso y color verde, y de gran potencia, ¿forman parte de la Fm. Jalón o

constituyen el miembro intermedio de la Fm. Ribota, tal y como describe Schmidt-Thome (1968)?; (c) y el contacto entre la capa mineralizada y dichos materiales arcillosos verdes, que ocasionalmente parece tectónico, estratigráfico o erosivo, ¿es un paleorrelieve y/o un plano de cabalgamiento?

A día de hoy se concluye que es necesario seguir avanzando en la modelización del yacimiento antes de poder formular conclusiones más significativas, siendo necesario realizar un estudio paleogeográfico de la región.

#### Referencias Bibliográficas

García Cortés, A. (1975). Programa Sectorial de Investigación de Minerales de Hierro. Estimación del Potencial Minero en el Subsector VII, Centro-Levante, Área 4: Moncayo. Instituto Geológico y Minero de España, Ministerio de Industria. Madrid.

López-Ciriano, A., Biel, C., Prada-Organ, F., Subías, I., Gent, M. & Torno-Lougedo, S. (2011). Santa Rosa mine, Tierga (NE of Spain): an approach to its geology and mineralogy. In: Let's Talk Ore Deposits, Barra, F. et al (eds.), vol 2: 760-762.

Pérez-Lorente, F. (1990). Datos tectónicos de un área alrededor de Mesones de Isuela e Illueca (Provincia de Zaragoza, Cordillera Ibérica). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.), 85(1-4), 23-43.

Schmidt-Thome, M. (1968). Beiträge zur Feinstratigraphie des Unterkambriums in den Iberischen Ketten (Nordost Spanien). Diss. Univ. Würzburg.

Sdzuy, K. & Liñán, E. (1993). Rasgos Paleogeográficos del Cámbrico Inferior y Medio del Norte de España. Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe, 18, 189-215.

Valenzuela, J.I., Gámez, J.A., Liñán, E. & Sdzuy, K. (1990). Estratigrafía del Cámbrico de la región de Brea. Cadena Ibérica Oriental. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.) 85: 45-54.

## SEDIMENTACIÓN CARBONATADA VS. DETRÍTICA EN EL TRÁNSITO JURÁSICO-CRETÁCICO DE LA CUENCA IBÉRICA

Jorge Val Muñoz

Área de Estratigrafía. Departamento de Ciencias de la Tierra

Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza

jorgevalmunoz@gmail.com

El Jurásico Superior de la Cuenca Ibérica registra un periodo de relativa estabilidad tectónica, que favoreció el desarrollo de una extensa plataforma carbonatada homoclinal en la que la sedimentación era controlada por la subsidencia regional homogénea y las variaciones del nivel del mar. Sin embargo, el tránsito Jurásico-Cretácico trajo consigo un incremento de la actividad tectónica, asociada al episodio de *rifting* del Cretácico Inferior (Aurell *et al.*, 2003), que involucró el levantamiento del margen occidental de la Cuenca Ibérica, acompañado de la regresión generalizada de la línea de costa y la compartimentalización de la plataforma en diversas cuencas individualizadas muy subsidentes que fueron ganando influencia continental (Aurell *et al.*, 2010).

Los afloramientos en los sectores de Galve (Teruel) y Villanueva de Huerva (Zaragoza) permiten evaluar los factores que controlaron la evolución sedimentaria de la Cuenca Ibérica durante el tránsito Jurásico-Cretácico en áreas con diferentes tasas de subsidencia.

El análisis sedimentológico ha permitido diferenciar dos etapas sedimentarias en el tránsito Jurásico-Cretácico. Durante la primera etapa (Titoniense Inferior), la sedimentación estuvo dominada por depósitos granosostenidos de plataforma carbonatada somera, con gran variedad de granos esqueléticos y no esqueléticos, que muestran un complejo mosaico de facies, indicativo de diferentes subambientes sedimentarios dentro de la plataforma interna, desde las barras externas al lagoon restringido, pasando por diversas facies de lagoon protegido y barras internas. La segunda etapa (Titoniense Medio-Berriasiense Inferior) está

dominada por ambientes transicionales cuya sedimentación abarca desde términos terrígenos costeros a la sedimentación carbonatada episódica en lagos restringidos.

El registro de esta tendencia regresiva varía en función de la subsidencia local. En las áreas más subsidentes (sector de Galve), las facies bioclásticas y peloidales de lagoon, con barras internas oolíticas locales y creciente contenido terrígeno alternan con facies litorales compuestas principalmente por areniscas y carbonatos fangosos, registrando así una tendencia regresiva más progresiva. En contraste, las zonas menos subsidentes (sector de Villanueva de Huerva) muestran un cambio brusco de sedimentos carbonatados a siliciclásticos, y tan solo algunas finas capas de carbonatos marinos se registran entre la sucesión de sedimento terrígeno costero.

Esta investigación, todavía en desarrollo, busca continuar profundizando en la elaboración de un modelo de distribución de los ambientes de sedimentación en la plataforma Ibérica, trazando su evolución temporal y la sucesión de subambientes durante el contexto regresivo del tránsito Jurásico-Cretácico, así como comprender los factores tanto autóctonos como alóctonos que controlaron el cambio de las condiciones de sedimentación desde una plataforma carbonatada marina a un ambiente costero altamente influenciado por los aportes continentales.

#### Referencias Bibliográficas

Aurell, M., Robles, S., Bádenas, B., Rosales, I., Quesada, S., Meléndez, G. & García-Ramos, J.C. (2003) Transgressive-regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sedimentary Geology*, 162, 239-271pp.

Aurell, M., Bádenas, B., Ipas, J. & Ramajo, J. (2010) Sedimentary evolution of an Upper Jurassic epeiric carbonate ramp, Iberian Basin, NE Spain. *Sedimentary Geological Society of London, Special Publications*, 329, 89-111pp.